

И.А. ГРИГОРЬЕВ

МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ



Н. А. ГРИГОРЬЕВ

**МИНЕРАЛЬНЫЙ
БАЛАНС
ХИМИЧЕСКИХ
ЭЛЕМЕНТОВ**

УДК 550.42+549.1

Григорьев Н. А. Минеральный баланс химических элементов. Свердловск: УрО АН СССР, 1989.

В работе впервые систематизированы результаты определений минеральных балансов химических элементов в горных породах, некоторых полезных ископаемых и космических объектах. Основной целью этих исследований в прошлом было определение роли главных минералов обычных горных пород в качестве носителей химических элементов. В данной работе обосновывается необходимость и анализируются возможности переориентации исследований в интересах решения проблем потенциального минерального сырья и комплексной переработки полезных ископаемых. На примере бериллия, ниобия, тантала и золота показаны выявленные закономерности вариаций минеральных балансов в зависимости от содержания интересующего элемента, минерального состава и генезиса изученных природных образований. Кратко комментируются результаты исследований по остальным химическим элементам. Приведены 673 наиболее типичных минеральных баланса 53 химических элементов, из них 157 — авторские. Работа может быть использована в качестве справочника. Она рассчитана на геохимиков, минералогов, геологов, ведущих поиски и разведку полезных ископаемых, на специалистов, занимающихся проблемами комплексного использования минерального сырья и охраны окружающей среды. Табл. 184. Ил. 15. Библиогр. 179 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук В. Н. Сазонов

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук

В. А. Прокин, К. К. Золотов,

доктор технических наук Н. И. Елисеев,

кандидат геолого-минералогических наук А. Ф. Коптяев

ВВЕДЕНИЕ

Во второй половине двадцатого столетия человечество впервые реально столкнулось с проблемой ограниченности и невозобновляемости запасов почти всех видов полезных ископаемых, а также с проблемой загрязнения окружающей среды отходами их добычи и переработки. Перспективы выхода из наметившейся ситуации связаны с максимально полным использованием имеющихся полезных ископаемых и вовлечением в производство тех образований, которые пока к полезным ископаемым не относятся. Геохимия и минералогия, казалось, подготовили исходные данные для оценки возможностей на этом направлении — обстоятельные сведения о минеральном и химическом составе всех важнейших природных образований, включая даже некоторые космические объекты. Однако при ближайшем рассмотрении выявился грандиозный разрыв на стыке данных этих двух наук, заключающийся в крайней скудности заслуживающих доверия данных о количественном соотношении различных форм нахождения химических элементов в природных образованиях. Это уже сейчас ставит технологов перед необходимостью решать возникающие вопросы методом проб и ошибок, ориентируясь на опыт освоения похожих объектов и интуицию. Отмеченное не было существенным, пока речь шла об извлечении компонентов, находящихся в состоянии относительно высокой концентрации, например, руд, где главные извлекаемые элементы полностью или почти полностью сконцентрированы в ограниченном числе рудных минералов. Но постановка вопроса об извлечении попутных компонентов, об использовании в качестве минерального сырья того, что раньше им не считалось, коренным образом меняет ситуацию, поскольку снижение содержания химического элемента в природных образованиях, как правило, связано с неблагоприятным изменением количественного соотношения различных его форм нахождения.

Проблема количественного соотношения форм нахождения химических элементов в природных образованиях в силу отмеченных обстоятельств, вероятно, станет в ближайшее время самой актуальной среди проблем минералогической геохимии. В настоящей работе рассматривается только часть проблемы, связанная с определением минеральных балансов химических элементов в природных образованиях и в особенности в лито-

геохимических ореолах — источниках минерального сырья в будущем.

В начале XX в. В. И. Вернадским [23] сформулировано положение «о всеобщем рассеянии химических элементов». Из него следует, что в любой горной породе есть все химические элементы, а полезные ископаемые — это образования с максимальной их концентрацией. По Н. И. Сафронову [122], в рудах находится от 0,00044 до 0,15 % массы различных химических элементов, составляющих континентальную часть земной коры. Гораздо шире распространены участки менее интенсивной концентрации элементов — литогеохимические ореолы. Представляющими их горными породами сложена значительная часть рудных полей известных месторождений и отвалов, образующихся при отработке последних. Тенденция освоения литогеохимических ореолов выражается в последовательном снижении минимально промышленных значений содержания полезных компонентов в минеральном сырье. За последние 100 лет они снизились для разных элементов в 3—30 раз [54, 127]. Но вопрос о пределах этого снижения при условии лишь совершенствования современных методов извлечения химических элементов пока не решен. Известно, что современное минеральное сырье и вещество обычных горных пород резко отличаются по формам нахождения химических элементов. Большинство последних в рудах сконцентрированы в собственных минералах, а в горных породах рассеяны в пороодообразующих силикатах. Естественно предположение, что часть литогеохимических ореолов в этом отношении близка к современному минеральному сырью, а часть принципиально аналогична обычным горным породам. Отсюда возникают вопросы о границах между этими частями, о теоретических пределах извлечения части полезного компонента при заданном его содержании, об уровнях содержания, при которых вообще теоретически возможно частичное извлечение при данном типе технологии. Решить их можно только при наличии корректных данных о закономерностях вариаций количественного соотношения различных форм нахождения химических элементов в земной коре и особенно в литогеохимических ореолах. Почти все существующие представления основаны на определениях коэффициентов концентрации элементов в минералах или на других материалах, степень достоверности которых не поддается контролю, а также на неоднозначно интерпретируемых результатах обработки проб различными реактивами. Отдавая должное той роли, которую сыграли подобные данные в развитии минералогической геохимии, их, тем не менее, можно рассматривать в лучшем случае как полуколичественные. Для решения же поставленных вопросов нужны количественные данные. Количественным на данном уровне развития геохимии и минералогии может считаться только результат, выраженный в виде минерального баланса с суммой 97—103 % для поро-

образующих элементов и 90—110 % для малых, дополненный хотя бы качественными или косвенными данными о формах нахождения интересующих элементов в минералах-носителях и минералах-концентраторах.

Сейчас очевидно, что все многообразие минеральных балансов отражает четыре главных состояния химических элементов в природных образованиях: рассеяния (основная масса элемента рассеяна в виде незначительной примеси в главных минералах), минимальной концентрации (основная масса элемента сконцентрирована в виде примеси в чужих, второстепенных для данного образования минералах), средней концентрации (основная масса элемента образует собственные минералы, сложенные им на 2—50 %), максимальной концентрации (основная масса элемента образует минералы, сложенные им на 50—100 %). Главнейшая задача заключается в определении условий, при которых наблюдается смена одного состояния другим.

Закономерности вариаций характера минеральных балансов сложны. Количественная их характеристика может быть дана лишь на базе огромного и целенаправленно подобранного фактического материала. Полученные данные могут рассматриваться лишь как фрагментарные, но они позволяют наметить пути для накопления более представительного материала. Отсюда следует необходимость сведения воедино и систематизации наиболее ценной части материалов, полученных по проблеме минеральных балансов вообще. Эта задача была главной при написании данной работы. В первой ее части приводятся история и современное состояние проблемы минерального баланса химических элементов в связи с состоянием проблемы минерального сырья. Во второй главе рассматриваются пути преодоления тех трудностей, которые неизбежно возникают на пути конкретных определений минеральных балансов из-за того, что последние ведутся на пределе возможностей количественных анализов. В третьей главе на примере четырех элементов рассматриваются главные закономерности вариаций характера минеральных балансов. Четвертая глава посвящена кратким комментариям к фактическому материалу, полученному по остальным химическим элементам. Из-за отсутствия возможности дать характеристику всех горных пород и полезных ископаемых, для которых определены минеральные балансы химических элементов, а также методики определения содержания последних, автор адресует читателей при необходимости к первоисточникам. Номера проб в тексте и таблицах даны по первоисточникам, а при отсутствии номеров в первоисточниках, поименованы буквами русского алфавита.

Учитывая некоторую неопределенность термина «малые элементы», поясним, что под ним понимаются все химические элементы, кроме кислорода, водорода, углерода, кремния, алюми-

ния, железа, магния, кальция, натрия, калия. Для краткости иногда употребляются слова: «элементы» вместо «химические элементы», «носитель» вместо «минерал-носитель», «баланс» вместо «минеральный баланс».

СОКРАЩЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ТАБЛИЦАХ

Волласт.— волластонит
Гидромуск.— гидромусковит
Клинопир.— клинопироксен
КПШ — калиевые полевые
шпаты
Лепидом.— лепидомелан
Монтмор.— монтмориллонит
Н. о.— не определялся
Ортопир.— ортопироксен

Осн. м.— основная масса
П. шп.— полевые шпаты
Рог. обм.— роговая обманка
Тит. магн.— титаномагнетит
Феррогаст.— феррогастингсит
Халькоп.— халькопирит
Хромшп.— хромшпинелиды
ЩПШ — щелочные полевые
шпаты

Глава 1

МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

1.1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Идеи В. И. Вернадского [23] о всеобщем рассеянии химических элементов обусловили появление двух крупнейших направлений исследований, оформившихся сейчас как минералогическая геохимия и геохимическая минералогия. Появление первого из них было первоначально связано с перенесением в геохимию из аналитической химии идей изоморфизма и привело Ранкаму [171] к постановке вопроса о роли конкретных минералов как носителей химических элементов в горных породах. Его данные о содержании тантала в минералах гранита в сочетании с количественной оценкой минерального состава последнего вплотную подвели исследователей к понятию «минеральной баланс». Нокколдс и Митчелл [96] пошли дальше, они впервые опубликовали данные о распределении семнадцати малых химических элементов по минералам каледонских интрузивных пород Западной Шотландии, хотя и недостаточно точные, но принципиально отвечающие современному представлению о минеральном балансе. Таким образом, появление проблемы и метода минеральных балансов было обусловлено необходимостью выяснения характера распределения малых химических элементов по минералам горных пород в условиях, когда количественные анализы не гарантировали правильности получаемых результатов. Последовавшие в середине нашего столетия успехи в области ядерной физики послужили причиной того, что Дэвис [152] и Ларсен [78] переориентировали исследования в области минеральных балансов в направлении определения широкомасштабных потенциальных источников радиоактивных элементов. Однако время ориентации исследований в основном на выяснение резервов минерального сырья тогда еще не наступило. Не было для этого ни острой необходимости, ни методического обеспе-

чения. Поэтому в качестве основного сохранилось первоначальное направление [160, 163, 178]. Первые же полученные данные не только подтвердили правильность идей В. И. Вернадского [23], не только количественно охарактеризовали роль минералов многих изверженных пород в качестве носителей химических элементов, но, не согласуясь в ряде случаев с требованиями теории изоморфизма, способствовали развитию представлений о формах нахождения химических элементов в природе. Именно эти данные послужили наиболее серьезным толчком к развитию представлений о минеральных и неминеральных микровключениях как важнейших формах нахождения малых химических элементов в минералах-носителях и минералах-концентраторах. Очевидный теоретический и отчасти практический интерес получаемых данных, а самое главное — резкий рост возможностей количественных анализов способствовали активизации исследований, связанной с именами Таусона [136] и многочисленных его последователей: В. И. Коваленко [57—61], З. И. Петровой и Л. Л. Петрова [98—101], В. Д. Козлова [62, 63], Э. И. Пополитова [105], П. Г. Недашковского [94], К. Ф. Каширина [55], В. И. Серых [123—125], И. Н. Бушлякова [18—22], Я. А. Косалса [68—70], Г. Ф. Ивановой [52, 53], В. С. Антипина [5, 6] и многих других. И хотя можно упрекнуть этих исследователей в чрезмерном увлечении гранитоидами с кларковым уровнем содержания химических элементов, тем не менее не нужно забывать об огромной их заслуге перед минералогической геохимией. С их именами связана отработка первоначальных вариантов методики, получение значительного фактического материала, характеризующего количественное соотношение форм нахождения почти половины химических элементов не только в гранитоидах, но и в некоторых других эндогенных породах. В семидесятых годах О. Ральф [170], Р. Гудлей [156], Р. Ф. Димек [153], Р. Дж. Флоран [154], Х. Пальме [168], Ю. Харри [159] провели серию исследований космических объектов, которые, хотя обычно и не завершались расчетом минеральных балансов, но обеспечивали возможность такого расчета почти для двух десятков химических элементов. Попытки увязки исследований в области минеральных балансов с проблемами литогеохимических ореолов и минерального сырья, предпринимавшиеся в основном В. И. Серых с коллегами [125], Э. М. Спиридоновым [129], К. М. Кромской [72] и автором [29—35, 38, 39], были до восьмидесятых годов эпизодическими. В результате возник некоторый разрыв между фактическим и наиболее актуальными направлениями исследований. Пример — химические элементы, добываемые исключительно или преимущественно из экзогенных образований. Из всех минеральных балансов, определенных на конец 1983 г. для марганца, калия, бора, рубидия, галлия, стронция, на магматические породы приходилось соответственно 100, 100, 95, 85, 94, 85 %.

Причина медленного развития исследований в наиболее рациональном направлении и преобладание в первое время неудачных попыток их проведения были связаны в основном с малоприспособленностью ранее разработанных вариантов методики для отмеченных целей. Даже для таких относительно простых для определений минеральных балансов объектов, как гранитоиды, достаточная точность конечных результатов часто не гарантируется современными возможностями количественных анализов. В случае потенциального минерального сырья возникают дополнительные трудности. Наиболее существенные из них связаны с необходимостью количественного учета рудных и акцессорных минералов, наличием которых в обычных горных породах, как правило, можно пренебрегать без риска получить плохую сумму минерального баланса. Поэтому автором была существенно усовершенствована методика проведения исследований в направлении обеспечения реализации максимальных возможностей количественных анализов. Однако помимо трудностей чисто технического характера, ситуация осложняется еще и отсутствием естественной границы по крупности между учитываемыми при количественном минералогическом анализе частицами минералов и неучитываемыми микрочастицами (микровключениями). Первоначально автором было предложено проводить условную границу по естественной крупности 30 мкм [33, 39]. При необходимости проведения границы иначе предлагалось этот момент оговаривать. Впоследствии были предприняты попытки количественного учета хотя бы части микровключений, которые привели, в частности, к появлению новой формы «развернутого минерального баланса» [34].

Систематические исследования проведены нами в основном на трех объектах: редкометальном месторождении в коре выветривания грейзенизированных мраморов [32]; проявлении колумбитоносных гранитоидов и кор их выветривания [31], полигенном золоторудном проявлении [115, 117]. Определены минеральные балансы бериллия, ниобия, тантала, фтора, золота, ртути, титана, марганца, хрома, никеля, кобальта, ванадия, циркония, скандия, иттрия. Анализ полученных результатов показал, что закономерности вариаций минеральных балансов сложны. Количественная их характеристика может быть дана на базе огромного и целенаправленно подобранного фактического материала. Полученные данные (даже с учетом новых публикаций других исследователей) можно рассматривать лишь как фрагментарные. Но они позволяют наметить пути накопления более представительного материала, исключить по возможности дублирование дорогостоящих исследований на одинаковых объектах при наличии массы реальных и крупных пробелов в знаниях. Главная задача сейчас заключается в выявлении конкретного характера проявления применительно к каждому химическому элементу уже известных главных закономер-

ностей вариаций минеральных балансов. При этом необходимо осознавать, что закономерности эти проявляются статистически, что естественны отклонения от них, что отклонения эти представляют значительный самостоятельный интерес.

* * *

Итак, определение минеральных балансов началось в первой половине двадцатого века с целью получения количественных, поддающихся контролю данных о распределении малых элементов по минералам горных пород. Объектами исследования до восьмидесятых годов были почти исключительно эндогенные горные породы с околочларковым содержанием химических элементов, преимущественно гранитоиды. Поворот исследований в сторону проблем минерального сырья и охраны окружающей среды потребовал новых методических разработок.

Полученный фактический материал пока фрагментарный, но он позволяет наметить рациональные пути дальнейших исследований.

1.2. ПЕРЕОРИЕНТАЦИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМАМИ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ И ОХРАНЫ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Мы уже отмечали, что в середине двадцатого столетия предпринимались попытки использовать метод минеральных балансов для оценки широкомасштабных потенциальных источников радиоактивных элементов. Затем в течение более чем двадцати лет исследования развивались фактически вне связи с проблемами вещественного состава потенциального минерального сырья. Причин для этого было две: трудности и отсутствие острой необходимости определения минеральных балансов, пригодных для разработки схем использования минерального сырья. Последнее объяснялось обеспеченностью промышленности значительными запасами природных образований с исключительной степенью концентрации полезных компонентов. Это позволяло при разработке схем освоения полезных ископаемых пользоваться данными минералогического анализа, нередко даже качественного [169]. Например, традиционный прием выработки схем обогащения заключался в вариациях в пределах способов, применявшихся раньше при переработке аналогичного полезного ископаемого [150]. Такой прием даже при использовании богатых руд нередко приводил к большим потерям полезного компонента.

Пример — технологический баланс лития в продуктах переработки выветрелого пегматита из района Блек Хиллс, США [165]:

	Выход, %	Л.И. %	Баланс, отн. %
Концентрат	13,1	5,3	55,5
Шламы	39,3	0,75	24,4
Хвосты	48,6	0,46	18,5
В руде	101,0	1,21	98,4

Беспокойство вызывают не только потери, но и их последствия. В начале 70-х годов двадцатого столетия в США 0,14 % земельных угодий было потеряно только за счет эксплуатации месторождений открытым способом [172]. Эти потери считались приемлемыми. Тревогу вызывало геохимическое воздействие отвалов, отстойников и прочих новообразований на гидросферу и атмосферу. И все-таки выход первоначально виделся в локализации этого воздействия, в частности, путем создания геохимических барьеров. Однако очевидно, что наиболее радикальный путь — это максимально полное использование и полезного ископаемого, и вскрышных пород. Он представляется единственно возможным в связи с интенсификацией промышленности и сельского хозяйства в условиях ограниченности и невозобновляемости большинства источников минерального сырья. Для решения вопроса о предельно возможном извлечении химического элемента в концентрат того или иного минерала недостаточно данных о содержании его в минералах и минеральном составе природных образований. Надежность таких данных фактически не поддается контролю, а точность их оставляет желать лучшего [155]. Несмотря на недостатки минеральных балансов, о которых сказано ниже, наиболее актуальным оказывается определение именно их. Методы первичной переработки полезных ископаемых в XXI веке, очевидно, претерпят изменения. Считается, что ориентироваться они будут в первую очередь на оценку упругости и пластичности минералов. Но принцип переработки останется прежним — разделение полезного ископаемого на составляющие минералы [145]. Определяемые обогатителями технологические (вещественные) балансы (табл. 1) не решают вопроса. Их объединяет оперирование такими искусственными образованиями, как концентраты, промпродукты, шламы, хвосты, водные, кислотные и другие экстракты и пр. Главные достоинства технологических балансов — их экономичность и конкретность. Они дают почти исчерпывающую информацию о возможном извлечении полезного компонента при данной технологии обогащения, но вместе с тем не дают почти ничего для суждения о том, какие нужны разработки для повышения извлечения и о более или менее реальных его пределах. Кроме того, научная ценность технологических балансов невысока вследствие невозможности однозначной ин-

Таблица 1

Технологический баланс меди и цинка в относительно крупных продуктах дробления руды цветных металлов из района Саидер Бей, Онтарио, Канада [151]

Конечные продукты обогащения	Выход, %	Содержание, мас. %		Баланс, отн. %	
		Медь	Цинк	Медь	Цинк
Медный концентрат . . .	0,8	22,28	3,77	48,2	0,1
Хвосты медной перемешки	0,3	4,25	9,43	3,4	0,1
Цинковый концентрат	33,6	0,31	56,18	28,2	93,3
Хвосты цинковой перемешки	2,7	0,50	23,33	3,6	3,1
Хвосты грубые	62,6	0,096	1,06	16,2	3,3
В относительно крупных продуктах дробления	100,0	0,37	20,24	99,6	99,9

Таблица 2

Минеральный баланс бора в различных зонах пегматита Тип-Топ, Блэк Хилс, Южная Дакота (США) [175]

Минерал	QSM*			PQB			PQM-1		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	61	15	8	19	11	0	20	10	0
Монтебразит	11,5	18	2	0	—	—	0	—	—
Турмалин	0	—	—	4,5	3,15	95	4,0	4,10	108
Сподумен	16	650	87	0	—	—	0	—	—
Мусковит	3	260	6	4,5	100	0	14	30	0
Бютит	0	—	—	8,5	24	0	0	—	—
Альбит	1,5	Н. о.	—	5,5	48	0	4,5	48	0
КПШ	7	15	1	58	22	1	57	22	1
В породе	100	120	104	100	1500	96	99,5	1520	109

* Зоны пегматита: QSM — кварцево-сподумен-монтебразитовая; PQB — пертит-кварцево-бютитовая; PQM-1 — пертит-кварцево-мусковитовая. 1 — минеральный состав проб, мас. %; 2 — содержание бора (в турмалине — мас. %, в остальных минералах и породе — л·10⁻¹%); 3 — минеральный баланс, отн. %.

терпретации их в минералогическом и геохимическом смысле. Поэтому технологические балансы почти не публикуются. Достаточно обоснованные заключения о современных и потенциальных возможностях извлечения компонентов из природных образований возможны только на основе количественных данных, выраженных в виде минеральных балансов (табл. 2), со-

Таблица 3

Полуминеральный баланс вольфрама в гранитах Уганды [160] и неполный минеральный баланс железа в пробе 60-1047 габбро-долерита из каерпаиской интрузии, Сибирская платформа [3]

Минералы и продукты разделения пробы	Вольфрам			Минерал	Железо		
	1*	2	3		1	2	3
Магнетит	3	22	47	Халькопирит	0,11	30,5	0,4
Ильменит	1	24	17	Пирротин . .	0,05	61,0	0,4
Концентрат биотита, гранатов, цирко- на и других ак- цессорных . . .				Тит. маги. . .	3,1	30,9	12,4
				Ильменит . .	2,5	30,3	9,8
Хвосты (полевые шпаты, кварц)	1	18	13	Оливин . . .	11	33,4	47,7
				Пироксен . .	31	8,29	33,4
	95	0,2	14	Плагноклаз	48	Н. о.	—
				Вторичные . .	4,8	»	—
В пробе	100	1,4	91	В пробе . . .	100,56	7,70	104,1

* 1 — содержание минералов и продуктов разделения пробы, мас. %;

2 — содержание вольфрама — $\text{л} \cdot 10^{-4}\%$, железа — мас. %;

3 — баланс вольфрама и железа, отн. %.

Таблица 4

Минеральный баланс бериллия в мусковитозом и двуслоянном граните и в гранитном пегматите (ЛЛ-7127)

Минерал	МК-6902			МК-6922			ЛЛ-7127		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	27	0	0	29	0	0	29	0	0
Берtrandит . . .	0	—	—	0	—	—	0,01	14,8	10
Берилл	0	—	—	0	—	—	0,19	5	63
Мусковит	9	18	30	6	13	11	7	110	5
Биотит	0	—	—	3	7,9	3	0	—	—
Альбит	31	8,0	46	31	14	60	10	32	2
Альбит-олигоклаз	0	—	—	0	—	—	37	90	22
КПШ	32	1,8	11	30	3,6	15	17	19	2
Прочие акцессор- ные	1	14	3	1	17	2	Н. о.	—	—
В породе	100	5,4	90	100	7,2	91	100,2	150	104

* 1 — минеральный состав горных пород, мас. %; 2 — содержание бериллия в берtrandите и берилле — мас. %, в остальных минералах и в горных породах — $\text{л} \cdot 10^{-4}\%$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

проводящихся хотя бы полуколичественными или даже качественными сведениями о формах нахождения химических элементов в минералах-концентраторах и минералах-носителях. Однако неразработанность методик определения минеральных балансов элемента в потенциальном минеральном сырье нередко приводила к компромиссным неполным решениям вопроса, к выражению результатов в виде полуминеральных или неполных минеральных балансов (табл. 3). В первом случае элементы минерального баланса комбинировались с элементами технологического, во втором — определялась роль только части важнейших минералов как носителей интересующего элемента. Ценность подобных сведений, как правило, невелика.

* * *

Итак, тенденция снижения требований к минеральному сырью и наиболее полного освоения месторождений приводит к необходимости определения теоретических пределов извлечения химических элементов из различных природных образований при заданных типах технологии. Это требует соответствующей переориентировки исследований в области минеральных балансов химических элементов.

1.3. ЗАВИСИМОСТЬ ИНФОРМАТИВНОСТИ ПОЛУЧАЕМЫХ ДАННЫХ ОТ ХАРАКТЕРА ИЗУЧАЕМЫХ ОБЪЕКТОВ

Первоначально казалось, что совокупность данных, называемая сейчас минеральным балансом, дает исчерпывающую информацию о распределении химических элементов по минералам природных образований. Это было обусловлено переоценкой роли изоморфного рассеяния и сорбированного состояния малых элементов в порообразующих минералах. Отзвуком отмеченных представлений является, в частности, отнесение микровключений в минералах к безминеральным формам нахождения химических элементов в природе [56]. Результаты изучения распределения урана [78, 89], а затем других элементов показали, что часто главная форма нахождения их в минералах — микровключения, характеризующиеся определенным химическим составом и кристаллической структурой, или, по меньшей мере, одним из этих свойств. Это отразилось в появлении таких неустоявшихся понятий, как минерал-узник, минерал-хозяин, и даже в появлении весьма интересного направления исследований — определения специфики химического состава микровключений одного и того же минерала, заключенных в разных минералах данной горной породы. Это привело к разделению проблемы количественного соотношения форм нахождения химических

элементов в природных образованиях по меньшей мере на две самостоятельные: минерального баланса и форм нахождения химических элементов в минералах-носителях и минералах-концентраторах, а также к осознанию разницы понятий «минеральный баланс» и «распределение химических элементов по минералам». Для уяснения ее сущности кратко остановимся на классификации форм нахождения химических элементов в природных образованиях. Они делятся на минеральные и безминеральные [56]. К первым относятся частицы собственных минералов данного элемента, выделяемые в монофракции при определении минеральных балансов, ко вторым — все остальные. Такое представление, вероятно, справедливо в частных случаях. Пример. В лейкократовых мусковитовых и двуслюдяных гранитах с околоскарповым содержанием бериллия суммы его минеральных балансов, как правило, варьируют от 80 до 90 %. Тщательное исследование трех проб [32] с анализом всех продуктов их разделения подтвердило объективность недостатка в суммах (табл. 4, пробы МК-6902, МК-6922). Объяснить его можно только вымыванием части бериллия тяжелыми и промывными жидкостями при разделении проб. Наличие существенных количеств сорбированного бериллия в гранитах сомнительно. Остается предположить заметную роль в качестве носителей этого элемента микровключений: либо газовой-жидких, либо представленных очень легко растворимыми минералами. Однако подобные случаи очень редки, зато с реальными микро-частицами акцессорных минералов приходится иметь дело очень часто, а для полезных ископаемых или литогсохимических ореолов практически всегда. Таким образом, с учетом сказанного можно предполагать, что главная граница между минеральными и безминеральными формами должна совпадать с границей между минимальными микро-частицами минералов и ионами, рассеянными изоморфно или сорбированными. Минимальным по размеру носителем определяющих свойств минерала обычно считается элементарная ячейка кристаллической структуры. На уровне этой ячейки, казалось бы, и должна проходить отмеченная граница. Однако при образовании смешанослойных структур, проявлениях изоструктурного и доменного изоморфизма образования в одну элементарную ячейку могут и не представлять данный минерал. С другой стороны, приняв за минимальный размер минерального микровключения элементарную ячейку, мы вынуждены были бы относить к минеральным микровключениям все те ячейки, где хоть один ион замещен другим — посторонним, с точки зрения идеального состава данного минерала. Таким образом, отмеченная «очевидная» граница между минеральными микровключениями и безминеральными формами при ближайшем рассмотрении расплывается. Фактически ее в общем случае нет. Отсутствие же естественной границы по размеру между макро-частицами и микровключениями специальных

доказательств не требует. И тем не менее не вызывает сомнений, что минеральные микровключения (микрочастицы) — это своеобразная форма состояния вещества. Отношение к минеральным микровключениям — это то, что разделяет понятия «минеральный баланс» и «распределение химических элементов по минералам». В первом случае микровключения учитываются в качестве форм нахождения интересующего элемента в минералах-носителях и минералах-концентраторах. Во втором случае они рассматриваются как формы нахождения минералов-носителей и минералов-концентраторов интересующего элемента. Причем в обоих понятиях есть некоторая условность из-за отсутствия реальных границ у того состояния вещества, которое мы называем микровключениями (микрочастицами).

При прочих равных обстоятельствах информативность минерального баланса тем выше, чем в большей степени отражает он распределение химического элемента по минералам, т. е. чем меньшую роль играют микровключения в качестве носителей интересующего элемента и чем совершеннее методика определения минеральных балансов. Методике специально посвящена следующая глава. Здесь же отметим, что наиболее совершенными пока остаются комбинированные (микрообогащительные) методы. Поэтому ниже имеются в виду именно они. Опыт показывает, что распространенными и умеренно трудоемкими методами (в тяжелых жидкостях, магнитной, электромагнитной, электростатической сепарациями, флотацией и др.) эффективно делится на монофракции и концентраты материал крупнее 30 мкм. Поэтому самые простые для изучения объекты — это горные породы и руды, сложенные не меньше чем на 95 % прочными мономинеральными частицами размером крупнее 30 мкм и особенно крупнее 100 мкм. К ним относится большинство интрузивных пород, многие метаморфические, а из рыхлых образований — хорошо отсортированные пески. К сравнительно легким объектам относится также часть кор выветривания таких образований и те эффузивные породы, в которых кроме мономинеральных частиц крупнее 30 мкм имеется только стекло.

При изучении отмеченных горных пород и некоторых руд возможны по крайней мере три варианта ситуаций, при которых минеральный баланс может дать однозначные и исчерпывающие сведения о распределении химических элементов по минералам. Два из них — наиболее простые и характеризуются общим условием — незначительной ролью микровключений как носителей интересующих химических элементов. Первый объединяет случаи определения минеральных балансов химических элементов, минералами которых в основном сложены исследуемые горные породы или руды. Чаще всего это кислород, кремний, алюминий, железо, магний, кальций, натрий, калий, но могут быть и многие другие элементы. Пример — хотя и неполный, минеральный баланс железа в габбро-долерите (см.

табл. 3). Учитывая обычно ничтожную величину содержания этого элемента в плагиоклазах, можно считать, что приведенные данные дают почти исчерпывающие сведения о распределении его по эндогенным минералам. Второй вариант ситуаций — прямо противоположный, объединяет случаи определения минеральных балансов химических элементов, достаточно тонко рассеивающихся в главных минералах исследуемой горной породы или руды в результате проявления изоморфизма, сорбции или каких-либо явлений иной породы. Сюда относятся почти все минеральные балансы рассеянных элементов, многие, определенные для редких и некоторых других малых элементов, особенно в области окологларковых содержаний. Третий вариант объединяет ситуации, когда минералы-концентраты интересующего элемента образуют не только микрочастицы, но и частицы крупнее 30 мкм, особенно если общая масса таких частиц больше, а общее содержание наиболее важного минерала в целом в горной породе (руде) превосходит 0,01 %. В этих случаях есть возможность полного или хотя бы частичного количественного учета отмеченных микрочастиц косвенными способами, о которых сказано в следующей главе. Следовательно, есть и возможность определения минерального баланса, максимально отражающего распределение интересующего элемента по минералам. Это вариант частый, особенно для забалансовых руд и горных пород из литогеохимических ореолов, применительно к элементам, характеризующимся преимущественно небольшим кларковым содержанием в земной коре, склонным к образованию собственных минералов или к концентрации в чужих акцессорных минералах. Отмеченная возможность обычно не реализуется. Самостоятельно учитываются лишь сравнительно крупные частицы наиболее важных минералов-носителей малых элементов. О том, насколько ухудшает это информативность минеральных балансов, можно судить, в частности, по примерам, приводимым в следующей главе.

Менее благоприятны для изучения минеральных балансов ситуации, когда главнейшие минералы-носители интересующего элемента образуют преимущественно (или только) микровключения, особенно если эти микровключения концентрируются в микровключениях других минералов. Пример — одно из золоторудных проявлений. Здесь один из главных носителей золота в метасоматитах — пирит [38], но значительная часть золота в нем находится в микровключениях халькопирита и других минералов, где оно образует микровключения самородного золота [91]. Положение нередко осложняется еще и низким содержанием интересующего элемента в породе. Подобные ситуации часто встречаются при изучении минеральных балансов химических элементов в определенных типах литогеохимических ореолов и в забалансовых рудах. Но, пожалуй, особенно характерны они для благородных металлов. При рассмотренной си-

туации данные минерального баланса могут быть однозначно истолкованы только при наличии пояснений о характере распределения интересующего элемента в минералах-носителях и методике исследований. Особенно важны сведения о том, для какой крупности материала определен минеральный баланс. При наличии таких данных последний приобретает свой собственный смысл, глубоко отличный от того, который вкладывается в понятие «распределение химических элементов по минералам». Причем смысл этот индивидуален, зависит от характера природного образования, целей исследования и правильности выбора путей их достижения. В приведенном примере с золоторудным проявлением характер минеральных балансов должен в значительной степени зависеть от того, насколько были вскрыты при измельчении проб микрочастицы халькопирита.

Неблагоприятны для изучения минеральных балансов химических элементов плотные и рыхлые природные образования, сложенные мономинеральными частицами мельче 30 мкм. Сюда относится, в частности, большинство вулканогенных пород, для которых пока, к сожалению, преобладает тенденция рассматривать продукты раскристаллизации стекла в целом, без подразделения на слагающие минералы [6, 28, 79, 57, 58, 157]. Поэтому большинство минеральных балансов вулканогенных пород неполноценно. Анализ опубликованных результатов изучения метеоритов [153, 154, 156, 159, 168, 170] показывает, что для химических элементов с относительно большим содержанием минеральный баланс может быть определен путем сочетания подсчетов минералов в шлифах и аншлифах с последующим их микроанализом. Во всяком случае около половины достаточно полных наборов данных, полученных примерно такими путями, позволяют рассчитать минеральный баланс удовлетворительного, а иногда и хорошего качества. Для рыхлых пород возможности определения минеральных балансов фактически лимитируются количеством главных минералов-носителей интересующего элемента, представленных в основном микрочастицами. Если к этим минералам относится только один, причем главный для данной породы, возможно определение минеральных балансов исчерпывающей информативности. При наличии двух или больше важных для исследования тонкодисперсных минералов, количественный минералогический анализ становится искусством и не всегда может быть выполнен полноценно. И кроме того, часто приходится сталкиваться с невозможностью раздельного анализа глинистых минералов, особенно таких веществ, как гумусовые. Невозможной, как правило, оказывается даже относительная концентрация последних без нарушения их исходного химического состава. Конечно, риск некоторого искажения последнего есть даже при размыве проб водой на классы естественной крупности. Но он не идет ни в какое сравнение с риском перехода в раствор части ионообменного комплекса

глинистых минералов и даже полного растворения некоторых эфемерных минералов при экстракции гумуса современными способами. В этих случаях приходится рассматривать полиминеральные комплексы тонкодисперсных частиц, характеризующихся какими-то общими свойствами, в качестве сложного носителя интересующего элемента. То есть приходится останавливать исследование на стадии определения полуминерального баланса. Пример — баланс бериллия в почвенных горизонтах (табл. 5). Положение осложняется, если интересующий химический элемент образует в основном тонкодисперсные частицы собственных минералов. Количественный учет их в качестве одной из форм нахождения данного элемента в минералах-носителях, так же как в плотных породах, некорректен. При размыве проб водой на классы естественной крупности отмеченные микрочастицы высвобождаются из агрегатов минералов-носителей (минералов-хозяев) и распределяются соответственно собственным размерам и плотности. Поэтому к данным о роли глинистых минералов в качестве носителей химических элементов часто следует относиться осторожно.

* * *

Итак, для решения вопроса о возможностях рационального использования горных пород и полезных ископаемых в наше время и особенно в будущем необходимы данные о закономерностях распределения химических элементов по минералам горных пород. Идеальные данные об этом распределении даже теоретически невозможны из-за отсутствия естественной границы между минеральными и безминеральными формами нахождения химических элементов в природе. Количественное решение вопроса, максимально приближающееся к идеальному, дает определение минеральных балансов. Однако степень этого приближения зависит от методики исследования и характера исследуемых объектов. Поэтому для правильной интерпретации получаемых данных необходима характеристика того и другого. Минеральные балансы, дающие практически исчерпывающую информацию о распределении химических элементов по минералам, могут быть определены при изучении комбинированными (микрообогатительными) методами таких природных образований, где все важные для определения минеральных балансов минералы представлены больше чем наполовину плотными мономинеральными частицами крупнее 30 мкм. Комбинация микронзондовых исследований с оптическими методами дает возможность в некоторых случаях определять минеральные балансы в природных образованиях, сложенных мономинеральными частицами крупнее 10 мкм. В целом информативность минеральных балансов максимальна для химических элементов, либо образующих главные минералы горной породы (полезного ископаемого), либо достаточно тонко рассеянных в отмеченных ми-

Таблица 5

Полуминеральный баланс бериллия в горизонтах серой лесной почвы
и в почвообразующем деловни (горизонт С)

Минерал, вещество	Горизонт А ₁			Горизонт А ₂			Горизонт В			Горизонт С		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	54	0,8	23	67	1	25	46	1,5	12	50	0,6	6
Лимонит	—	—	—	—	—	—	1	18	3	—	—	—
Акцессорные	3	1,8	3	5	2,8	5	3	3,8	2	2	4,6	2
Гидроблотит	6	3,0	9	6	14	31	18	8,7	27	30	6,0	37
Каолинит, монтмор.	23	3,3	59	19	5,8	45	31	9,3	50	17	13	46
Гумус	11			2			0,6			0,4		
Растительные остатки	2,3	1,2	1	0,6	—	—	—	—	—	—	—	—
В пробе	99,3	1,9	95	99,6	2,7	106	99,6	5,9	94	99,4	4,9	91

* 1 — содержание минералов в породе, мас. %; 2 — содержание бериллия в минералах и породе, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица 6

Развернутый минеральный баланс ниобия и тантала в пробе Г-2

Класс, мг	Минерал	Ниобий			Тантал	
		1*	2	3	2	3
> 30	Кварц	33,83	0,0012	3,1	0,00057	2,2
	Танталоколумбит	0,024	34	62,8	28	78,1
	Мусковит	5,85	0,022	9,9	0,0074	5,0
	Гидромусковит	2,25	0,019	3,3	0,0063	1,6
	Каолинит	1,74	0,0011	0,1	0,00053	0,1
	Микроклин	2,74	0,0013	0,3	0,00052	0,2
10 — 30	Танталоколумбит	0,0004	34	1,0	28	1,3
	Гидромусковит	2,10	0,018	2,9	0,006	1,5
	Каолинит	5,45	0,0011	0,5	0,00053	0,3
	Микроклин	0,84	0,0013	0,1	0,00052	0,0
< 10	Танталоколумбит	0,00003	34	0,1	28	0,1
	Гидромусковит	0,80	0,018	1,1	0,0059	0,5
	Каолинит	43,95	0,0011	3,7	0,00053	2,7
В пробе		>99,57	0,03	88,9	0,0086	93,6

* 1 — минеральный состав пробы, мас. %; 2 — содержание ниобия и тантала в минералах и пробе, мас. %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

нералах. Наиболее сложны для интерпретации минеральные балансы химических элементов, склонных к образованию микро-включений собственных минералов или к концентрации в микро-включениях чужих минералов.

1.4. ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ ИНФОРМАТИВНОСТИ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ ПРИ РЕШЕНИИ ВОПРОСОВ ТЕХНОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОХИМИЧЕСКОГО ХАРАКТЕРА

Высокая степень свертывания информации, характеризующая обычную форму минеральных балансов, не всегда является положительным качеством. Часто желательны более подробные и поддающиеся контролю количественные данные о распределении химических элементов по минералам. Пока получение их, как правило, не обеспечивается точностью анализов. Но методики совершенствуются. Поэтому с учетом перспективы рассмотрим некоторые пути повышения информативности минеральных балансов.

При решении ряда задач, особенно технологического характера, недостаточно знать распределение химических элементов по минералам вообще. Необходимы данные о роли частиц разной крупности одних и тех же минералов. Примером может быть вопрос о теоретически возможных масштабах потерь ниобия и тантала при различных технологиях переработки продуктов каолинизации гранитного пегматита, представленных пробой Г-2 (табл. 6). Для решения подобных вопросов автором предложена развернутая форма минерального баланса, учитывающая данные количественного гранулометрического анализа [34]. Минеральные балансы обычного вида отражают лишь конечный суммарный результат процессов образования данной горной породы или руды. Поэтому, если исследование проводится с целью определения поведения химического элемента в каком-либо процессе, может возникнуть необходимость расчета его минеральных балансов по парагенезисам, прообразом которых является минеральный баланс бериллия в гранодиорите Карачачинского массива в Восточном Забайкалье, определенный Л. В. Таусоном с коллегами [137]:

	Содержание, %	Ве, $\cdot 10^{-4}$ %	Баланс, отн. %
Кварц I	14,7	0,15	0,6
Кварц II	2,3	0,20	0,1
Роговая обманка	4,3	9,2	11,0
Биотит	4,2	2,5	2,9
Плаггиоклаз I	45,5	4,1	51,8
Плаггиоклаз II	2,0	8,0	4,4
КПШ — вкрапленники	24,0	0,8	5,3
КПШ — основной массы	3,0	4,4	3,7
В пробе	100,0	3,6	79,8

Пока определение минеральных балансов химических элементов по парагенезисам находится почти за гранью возможного. Главных причины здесь две. Первая заключается в том, что при наличии в породе нескольких генераций одного и того же минерала трудно полностью разделить и тем более получить при этом навески, достаточные для анализов. Преодоление этой трудности связано с совершенствованием методов микроанализа. Вторая трудность, как правило, заключается в невозможности количественного определения содержания каждой из генераций в монофракциях и концентратах и в изучаемой породе в целом. Поэтому на современном уровне развития методик анализов можно рекомендовать ставить в качестве основной цели определение минерального баланса интересующих элементов по минеральным ассоциациям. Он представляет самостоятельный интерес, но, кроме того, может дать материал, позволяющий рассчитать несколько упрощенный минеральный баланс по парагенезисам.

Рассмотрим пример. Исследован фрагмент первичного литогеохимического ореола полигенного золоторудного проявления [115, 117], представленный метасоматитом с кварцевыми прожилками (табл. 7). Требовалось узнать, где сосредоточена большая часть золота (в минералах метасоматита или прожилков), каковы генетические взаимоотношения метасоматитов и прожилков, имеется ли разница в химическом составе минералов, слагающих метасоматиты и прожилки. Проба, представляющая фрагмент ореола, разделена на две части (метасоматит и прожилки). Минеральный баланс золота и ртути для каждой из них определен отдельно. Затем с учетом масс частей рассчитан общий минеральный баланс по минеральным ассоциациям. Оказалось, что основная масса данных элементов находится в минералах метасоматитов: золото — в основном в пирите и биотите, ртуть — преимущественно в биотите и альбите. Пирит, роговая обманка и, вероятно, пирротин из метасоматитов и кварцевых прожилков характеризуются почти одинаковым содержанием золота и ртути. Следовательно, каждый из минералов представлен одной разностью, наложенной на прожилки и вмещающую породу. Кальцит же из прожилков и метасоматита резко отличается по содержанию золота и ртути. Судя по приводившимся данным В. Н. Сазонова [115—117], здесь имеются два парагенезиса: ранний (альбит, сине-зеленая роговая обманка, пирротин) и поздний (биотит, хлорит, кальцит из метасоматита, пирит). Ранний характерен для конца прогрессивной стадии этапа приразломного метаморфизма, поздний — для регрессивной стадии этого же этапа. Кальцит кварцевых прожилков к последнему парагенезису, очевидно, не относится. По структурным взаимоотношениям это самый поздний минерал прожилков. Условно мы относим его к самому позднему этапу развития эндогенной минерализации, связанному с тектонической акти-

Таблица 7

Минеральный баланс золота и ртути по главным минеральным ассоциациям, представляющим фрагмент первичного литогеохимического ореола золоторудного проявления (проба 561)

Минеральные ассоциации	Минерал	Золото			Ртуть	
		1*	2	3	2	3
Кальцит-плагноклаз-биотитовый метасоматит	Пирротин	1,0	1400	1,1	22	1,3
	Пирит	9,3	7100	50,8	10	5,6
	Кальцит	13,5	100	1,0	10	8,1
	Хлорит	6,8	190	1,0	7	2,9
	Биотит	27,1	990	20,6	13	21,1
	Роговая обманка . .	4,2	580	1,9	35	8,8
	Альбит	22,0	440	7,4	25	32,9
Кварцевые прожилки	Пирротин с магнетитом	0,1	620	0,0	5,5	0,0
	Пирит	2,2	7600	12,9	11	1,4
	Кварц	9,3	11	0,1	7,1	4,0
	Кальцит	1,7	1700	2,2	58	5,9
	Роговая обманка . .	1,2	580	0,5	30	2,2
	Альбит	0,8	Н. о.	—	Н. о.	—
	По ореолу в целом	99,2	1300	99,5	16,7	94,2

* 1 — содержание минералов, % к массе пробы метасоматита с прожилками; 2 — содержание в минералах и пробе (золота — 10^{-7} %, ртути — 10^{-6} %); 3 — минеральный баланс, отн. %.

визацией. Основанием для этого служит тот факт, что в позднем кальците из кварцевых прожилков здесь нередко выявляются теллуриды, характерные именно для данного этапа [91]. Жильный кварц на основании сказанного относим к одному из начальных этапов минералообразования, хотя не исключено, что он претерпел перекристаллизацию в период образования двух отмеченных парагенезисов. Определенный таким образом несколько упрощенный минеральный баланс золота и ртути по парагенезисам (табл. 8) дает ясную картину динамики осаждения данных элементов в процессе образования изученного фрагмента литогеохимического ореола. Почти все золото осаждено здесь на регрессивной стадии приразломного метаморфизма. Интенсивным же привносом ртути, вероятно, характеризовались сравнительно ранние стадии тектонической активности.

В данном случае об осаждении основной массы золота, а не о замещении его от замещаемых минералов исходной породы свидетельствует косвенный признак. Это практически одинаковое содержание данного элемента в пиритах, образовав-

Таблица 8

Минеральный баланс золота и ртути по парагенезисам в участке первичного литогеохимического ореола золоторудного проявления (проба 561)

Этап и стадия минерализации	Минерал	Золото			Ртуть	
		1*	2	3	2	3
?	Кварц	9,3	11	0,1	7,1	4,0
Конец прогрессивной стадии приразломного метаморфизма	Пирротин	1,0	1400	1,1	22	1,3
	Роговая обманка	5,4	580	2,4	34	11,0
	Альбит	22,8	440	7,7	25	34,1
Регрессивная стадия приразломного метаморфизма	Пирит	11,5	7200	63,7	10	6,9
	Кальцит	13,5	100	1,0	10	8,1
	Биотит	27,1	990	20,6	13	21,1
	Хлорит	6,8	190	1,0	7	2,9
Этап активизации (?)	Кальцит	1,7	1700	2,2	58	5,9
В целом по фрагменту ореола		99,1	1300	99,8	16,7	95,3

* 1—3 — то же, что в табл. 7.

шихся в кварцевых прожилках и во вмещающей породе. Есть, однако, способ, который с помощью минеральных балансов позволяет количественно оценить роль каждого минерала: исходного или вновь образованного как поставщика или поглотителя интересующего элемента [29]. Для этого необходимо определить два минеральных баланса: для исходной минеральной ассоциации и для вновь образованной. А затем сопоставить их с учетом привноса или выноса интересующего элемента при минералообразовании. Учет этот производится с помощью как бы введения в один из минеральных балансов дополнительной фазы — водного раствора, обусловившего метасоматический процесс. Если процесс шел с выносом интересующего элемента, то при сопоставлении вынесенным количеством дополняется минеральный баланс в конечном продукте. Если имел место привнос, то привнесенное количество дополняется к минеральному балансу в исходной породе. Рассмотрим пример (табл. 9). Прямое сопоставление минеральных балансов бериллия в зонах дезинтеграции и каолинизации плагиоклазов коры выветривания пегматита неправомерно. В первом учтен весь бериллий, имевшийся в системе к условному моменту начала минерало-

Таблица 9

Перераспределение бериллия при образовании зоны каолинизации плагиноклаза по зоне дезинтеграции в коре выветривания пегматита с аксессуарным бериллом

Минерал	Минеральный баланс, отн. %			Перераспределение Be, % к исходному количеству	
	Зона дезинтеграции	Зона каолинизации		Высвобождено	Поглощено
		Фактический	С учетом выноса Be		
Кварц	0	1	1	—	1
Берилл	47	52	48	—	1
Мусковит	6	5	5	1	—
Каолинит	9	17	15	—	6
Альбит	4	5	5	—	1
Альбит-олигоклаз	19	15	14	5	—
КПШ	8	4	4	4	—
Предполагаемый (дефицит суммы)	7	1	1	6	—
Подземные воды	0	0	7	—	7
Сумма	100	100	100	16	16

Таблица 10

Минеральный баланс изотопов гелия в диорито-гнейсе Кольского п-ва (расчет по данным [140])

Минерал	³ He			⁴ He	
	1*	2	3	2	3
Кварц	10	5,3	2	29	2
Амфибол	9	250	70	1250	78
Хлорит	1	9,4	0	39	0
Биотит	20	18	11	83	11
Плагиноклаз	60	4,6	9	19	8
В пробе	100	32	92	145	99

* 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание изотопов ³He — $\alpha \cdot 10^{-12}$ %, ⁴He — $\alpha \cdot 10^{-8}$ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

образований, во втором — не весь, поскольку 7 % бериллия здесь уже вынесено подземными водами. Относительное количество вынесенного бериллия определено изоалюминиевым методом. Поэтому второй баланс пересчитан с учетом этих 7 % (см. табл. 9). Сопоставление после пересчета показывает, что

в процессах минералообразования на данной стадии участвовало всего 16 % бериллия. Основными его поставщиками были альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат и, вероятно, ближе не определенные относительно легко растворимые фазы. Захватывался же этот элемент, очевидно, только каолинитом и подземными водами.

В литературе появились данные, допускающие корректный расчет минерального баланса изотопов [140]. Возможности этого направления исследований пока неясны. Первый опыт показал интересный результат. Разница минеральных балансов двух изотопов гелия оказалась не выходящей за рамки влияния возможных ошибок (табл. 10).

* * *

Итак, имеется принципиальная возможность повышения информативности минеральных балансов в зависимости от конкретных целей исследования. Уже в 60-х годах Л. В. Таусоном была предложена новая форма, называемая здесь «минеральным балансом по парагенезисам». Возможен более доступный упрощенный вариант этой формы «минеральный баланс по минеральным ассоциациям». Автором предложена развернутая форма, которая, вероятно, получит наибольшее распространение из-за ее значимости для технологических исследований. В 70-х годах нами предложена не названная пока форма сопоставления минеральных балансов, дающая полную количественную картину перераспределения химических элементов между различными фазами в процессах минералообразования. Наконец, имеется расчет минерального баланса изотопов гелия.

ВЫВОДЫ

Для рационального использования минерального сырья, охраны окружающей среды и поисков месторождений полезных ископаемых необходимы данные о закономерностях вариаций распределения химических элементов по минералам природных образований. Теоретически идеальное решение этих вопросов невозможно из-за отсутствия естественных границ между теми состояниями вещества, которые называются минеральными и безминеральными формами нахождения химических элементов в природных образованиях. Минеральный баланс — единственный метод, дающий заслуживающие доверия, максимально приближенные к количественным данные о распределении химических элементов по минералам природных объектов. Если неучитываемые при количественном минералогическом анализе микрочастицы не играют существенной роли в качестве носителей интересующего элемента, то минеральный баланс дает возможность практически идеального количественного решения вопроса. Сказанное остается в силе для тех случаев, когда отме-

ченная роль существенная, но поддается количественному учету. Если же последнее условие не соблюдается, то минеральный баланс приобретает свой собственный смысл, глубоко отличный от того, который обычно вкладывается в понятие «распределение химических элементов по минералам». В этих случаях применительно к плотным породам и рудам минеральные микрочастицы рассматриваются как одна из форм нахождения интересующего элемента в минералах-носителях. При изучении рыхлых пород имеющиеся методики не гарантируют сохранности всех микровключений именно в тех минералах, где они находились в исследуемой породе. Минеральный баланс здесь частично отражает распределение по классам естественной крупности микрочастиц, высвобождающихся при размывании проб водой.

Наиболее информативные минеральные балансы химических элементов получаются при изучении плотных горных пород и полезных ископаемых с крупностью мономинеральных частиц (или выделений стекла) больше 30 мкм, а также тех продуктов их выветривания, где имеется не больше одного тонкодисперсного минерала, играющего существенную роль в качестве носителя интересующего элемента. Наиболее сложны для исследования образований, где больше трех тонкодисперсных минералов-носителей интересующего элемента, особенно при наличии таких веществ, как гумусовые. При изучении таких образований нередко приходится прибегать к определению суммарной роли нескольких минералов или веществ в минеральном балансе.

Возможности повышения информативности минеральных балансов с целью максимального приспособления их к решению конкретных вопросов принципиально имеются, хотя они почти не обеспечиваются пока состоянием методик количественных анализов. Наиболее перспективно развертывание минеральных балансов, дающее представление не только о роли конкретного минерала как носителя интересующего элемента, но и его частиц, отличающихся по естественной крупности. Существенно повышается информативность минеральных балансов при учете принадлежности минералов к минеральным ассоциациям или парагенезисам. При наличии данных о масштабах привноса-выноса интересующего элемента в процессах минералообразования минеральный баланс может быть использован и для построения количественной модели перераспределения этого элемента.

НЕОБХОДИМОСТЬ И ПУТИ РЕАЛИЗАЦИИ МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ АНАЛИЗОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Определение минеральных балансов химических элементов ведется на пределе возможностей современных методов анализа. Баланс с отклонением суммы от 100 % больше чем на 10 % не представляет сейчас интереса. Вместе с тем попытки расчета минеральных балансов породообразующих элементов по данным, заимствованным из минералогических, петрохимических и обычных геохимических работ, опубликованных даже в наиболее надежных изданиях, приводят к суммам 40—160 %. Примеры неудовлетворительных сумм минеральных балансов, %: титана в лунном трактолитовом гранулите из сборов Аполло-17 [156] — 129, кальция в метеорите Акапулько — 153, калия там же — 147 [168]. Для редких элементов подобные расчеты приводят к суммам от 18 и почти до 400 %. Причина этого заключается в том, что необходимая точность определения минеральных балансов не гарантируется возможностями современных методов количественного анализа.

2.1. ПУТИ ДОСТИЖЕНИЯ МАКСИМАЛЬНОЙ ТОЧНОСТИ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ

Большинство исследователей, особенно изучающих эндогенные породы и космические объекты, приводят данные о содержании главных минералов до десятых и даже сотых массовых долей процента [21, 28, 50, 62, 63, 100, 136—139]. Другие ставят под сомнение даже точность до 1 мас. %. Опыт показывает, что наиболее распространенная ошибка определения главных минералов составляет около 10 отн. %. Для второстепенных и акцессорных минералов она резко возрастает с уменьшением их содержания. Для определения минеральных балансов даже такая среднестатистическая точность неприемлема. Кратко проанализируем общие возможности имеющихся методов количественного

минералогического анализа применительно к определению минерального баланса. Первое время преимущество отдавалось большой группе оптических [136] методов определения минерального состава плотных горных пород в шлифах. Главное их достоинство — отсутствие дробления при подготовке материала, а следовательно, и шламов, прямой количественный минералогический анализ которых практически невозможен. Главные недостатки — ограниченность применения и часто недостаточная точность. Возможность применения этих методов при исследовании рыхлых образований пока, как правило, проблематична. Низкая точность обусловлена, по крайней мере, двумя причинами. Первая — погрешности подсчетов не меньше 10 отн. % даже для главных минералов вследствие невозможности точной диагностики каждой частицы. Вторая — трудности обеспечения достаточного соответствия материала, представленного в шлифах, используемому для определения содержания химических элементов в полезном ископаемом (горной породе) и слагающих минералах. Поэтому оптические методы хорошо показали себя лишь при определении минеральных балансов химических элементов в относительно простых для этого вида исследований объектах — гранитоидах и некоторых других магматических породах. Применительно же к потенциальным полезным ископаемым они, помимо отмеченных недостатков, обладают еще одним — не дают представления о вероятном поведении минералов-носителей при процессах переработки. Методы этой группы автоматизируются [64], совершенствуются на базе новейших достижений науки и техники [167]. Однако принципиальная возможность некоторого уменьшения их недостатков заключается лишь в комбинировании с методами микроанализа. Иногда это уже сейчас дает хорошие результаты. Примером могут быть пересчеты на минеральные балансы некоторых данных по метеоритам, приведенные в приложении. Но для широкого использования методов микроанализа необходимо значительное их совершенствование. Особенно — резкое повышение чувствительности в отношении абсолютного большинства элементов. Пока же основные надежды приходится связывать с комбинированными (микрообогатительными) методами.

Известна большая группа комбинированных (в основе весовых) методов количественного минералогического анализа [106, 112]. Из них наиболее результативный, хотя и очень трудоемкий, был разработан путем комбинации уже известных методов минералогического и гранулометрического анализов П. В. Покровским, К. А. Поташко и автором. Он не был специально описан, но основные его элементы прослеживаются в ряде работ [37—39, 103]. Этот метод предусматривает дезинтеграцию пробы, характер которой отличается при исследовании плотных и рыхлых образований. Плотные породы и полезные

ископаемые обычно измельчаются до крупности вскрытия большей части главных минералов. В рыхлых образованиях предварительно отсеивается и при необходимости доизмельчается лишь наиболее крупный материал. Затем каждая проба квартуется на две части. Одна из них после истирания и сокращения служит резервом материала для определения химического состава исходной пробы; вторая делится на классы крупности, количество которых зависит от степени сложности исследования и его конечных задач. Однако это количество не может быть меньше трех. Это определяется возможностями количественного минералогического анализа. Материал крупнее 30 мкм может быть удовлетворительно разделен на монофракции и концентраты, которые затем изучаются оптическими методами. Деление материала крупностью 10—30 мкм трудоемко и редко бывает высококачественным. Обычно его минеральный состав определяется без предварительного разделения непосредственно под микроскопом. Наконец, минеральный состав материала мельче 10 мкм может быть определен практически только косвенными методами. Однако фактически количество классов крупности бывает существенно больше трех. Материал крупнее 30 мкм обычно делится на меньше чем на два-три класса крупности. Без этого, как правило, почти невозможно получить высококачественные монофракции и концентраты и затруднительно косвенное определение минерального состава тонкодисперсного материала, даже если состав исследуемой пробы этому благоприятствует. Материал мельче 10 мкм обычно делится на несколько классов только в рыхлых образованиях, главным образом с целью частичного разделения наиболее тонкодисперсных минералов.

Разделение классов крупнее 30 мкм планируется так, чтобы общее количество монофракций, концентратов и особенно всевозможных «хвостов очистки» было минимальным. Это необходимо для сокращения количества проводимых операций и связанных с ними потерь, а также для уменьшения расходов на определение содержания интересующих элементов в минералах. При выполнении этого условия, даже при очень хорошо продуманных индивидуальных схемах разделения классов, все минералы не могут быть выделены в монофракции. Точность определения содержания минералов, сконцентрированных в монофракциях чистотой 95—100 %, определяется в основном взвешиванием и может достигать десятых и даже сотых долей процента определяемой величины. Если же минерал выделен в концентрат, где его масса составляет меньше половины от общей, на погрешность определения решающее влияние оказывают подсчеты под микроскопом. Даже если последние проводятся не по моделям [177], а значительно более совершенными способами [64, 103], они обычно характеризуются относительной погрешностью около 10 % определяемой величины. Отсюда следует

необходимость уяснения, уже на стадии планирования количественного минералогического анализа, вероятных особенностей определяемого минерального баланса. В монофракции должны выделяться в первую очередь главные минералы-носители интересующего элемента. Так, при определении минерального баланса бериллия, фтора или редких щелочей в пирит-кварцевослюдистом метасоматите нужно добиваться максимального сосредоточения в монофракциях слюд. Пирит же может быть сосредоточен в общих концентратах с другими сульфидами, карбонатами и прочими второстепенными минералами. При определении в том же метасоматите минеральных балансов золота, кобальта, свинца, цинка нужно постараться сконцентрировать в монофракциях прежде всего пирит и максимально очистить хотя бы одну-две его монофракции.

Наиболее подробно необходимо остановиться на особенностях количественного минералогического анализа классов меньше 30 мкм, поскольку именно на этом этапе и вносятся наиболее существенные погрешности. Обычно он ведется путем подсчетов под микроскопом, чаще всего линейным методом либо без предварительного разделения материала по физическим свойствам, либо после несовершенного разделения. При этом удовлетворительные результаты получаются в основном в отношении породообразующих минералов для частиц крупностью не меньше 5—10 мкм и при условии учета преобладающей формы и плотности частиц каждого минерала. Отсюда видна неизбежность применения косвенных методов для определения минерального состава хотя бы материала мельче 10 мкм. При наличии плотных горных пород и руд задача упрощается, так как этот материал сложен теми же минералами, что и более крупные классы, только в других количественных соотношениях. Это дает возможность определения минерального состава тонкодисперсного материала путем пересчета результатов его химического анализа. Способ обычный, но не идеальный даже при наличии данных о фактическом химическом составе всех главных минералов. Он делает не вполне корректным последующий контроль окончательных результатов минералогического анализа путем пересчета их на химический состав исследованного природного образования. Автором использовался другой способ, в основе которого лежит наличие статистических зависимостей между размерами частиц минерала и их количеством [71]. Способ этот применим не только к продуктам дробления плотных пород, но и ко многим рыхлым породам. Строгое в математическом отношении решение с использованием уравнений нелинейной корреляции между размерами частиц и их количеством возможно, но трудоемко. Однако хорошие результаты дает гораздо более простой и оперативный способ приближенного решения, основанный на том же принципе, который используется при построении гистограмм, отражающий зависимость между размерами

частиц и суммарной их массой в разных классах крупности. Проще всего ситуация могла бы складываться при делении проб на классы с одинаковыми интервалами крупности, например, 0—20, 20—40, 40—60 мкм и дальше через 20 мкм. В таком случае можно было бы непосредственно выносить на гистограммы определенные величины масс интересующего минерала в каждом изученном классе с последующим распространением выявленной закономерности на неизученные классы. Однако подобное деление не практикуется по многим соображениям, в том числе и по экономическим. Возникает необходимость предварительного расчета средних величин массовых долей, приходящихся на одинаковый элементарный интервал крупности m_i по формуле

$$m_i = m_i / \Delta_i,$$

где m — доля минерала из данного класса крупности в общей массе той части пробы, которая поступила на количественный минералогический анализ; Δ_i — разница граничных значений крупности для данного класса.

Рассмотрим использование этого способа на примере отдельных моментов количественного минералогического анализа пробы Г-2 из коры выветривания колумбитоносных пегматитов. Эта проба средней трудности; она хотя и содержит больше половины тонкодисперсного материала, но последний, по данным рентгеноструктурного анализа, представлен в основном каолинитом и отчасти гидромусковитом, являющимся продуктом выветривания мусковита. Схема анализа дается в упрощенном варианте. Проба массой около 30 кг была разделена на классы крупности (табл. 11). Классы крупнее 200 мкм дробились до <200 мкм. После взвешивания классы квартовались пополам. Половина материала квартовалась еще пополам. По одной четверти материала от каждого класса было сведено вместе для воссоздания навески, представляющей исходную пробу. По одной четверти оставлено для определения содержания химических элементов в классах крупности. Половина материала каждого класса поступала на количественный минералогический анализ. Материал крупнее 50 мкм делился на монофракции и концентраты с последующим изучением их в иммерсионных препаратах. От классов 10—30 и 30—50 мкм отделялись только концентраты тяжелых акцессорных минералов, которые, как и легкий материал, изучались оптическими методами. При этом мусковит и гидромусковит, не имеющие выраженной границы между собой по оптическим свойствам, учитывались совместно. Минеральный состав классов 5—10, 2—5 и 0—2 мкм определен качественно по данным полного химического, рентгеноструктурного, термического анализов. По результатам количественного минералогического анализа классов крупнее 10 мкм с учетом их выхода (см. табл. 11) рассчитано распределение главных минералов (табл. 12). Оно выражено в единицах « m » — в про-

Результаты прямого определения минерального состава классов естественной крупности пробы Г-2, мас. %

Минерал	Крупность классов, мм							
	4000	1000—3000	500—1000	250—500	100—250	50—100	30—50	10—30
Кварц	98,4	87,4	71,6	56,9	12,5	13,4	0	0
Мусковит и гидромусковит	1,0	10,9	24,9	36,9	68,2	47,2	40	25
Каолинит	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	4,9	30	65
Микроклин	0,0	0,9	2,3	3,9	15,7	32,5	30	10
Сумма	99,4	99,2	98,8	97,7	96,5	98,0	100	100
Выход классов, мас. % . .	19,74	11,22	2,62	3,96	2,74	0,96	5,62	8,39

Примечание. Выход классов 5—10, 2—5 и 0—2 мм, соответственно, 4,64, 7,15 и 32,66 мас. %.

Таблица 12

Распределение главных минералов пробы Г-2 по классам естественной крупности, мас. %

Минерал	Крупность классов, мм							
	>3000	1000—3000	500—1000	250—500	100—250	50—100	30—50	0—10*
Кварц	19,42	9,81	1,88	2,25	0,34	0,13	0	0
Мусковит и гидромусковит	0,20	1,22	0,65	1,46	1,87	0,45	2,25	0,80
Каолинит	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	1,69	43,95
Микроклин	0,00	0,10	0,06	0,15	0,43	0,31	1,68	0,00
Сумма	19,62	11,13	2,59	3,86	2,64	0,94	5,62	44,75
								99,54

* Величины, определенные предлагаемым способом.

Таблица 13

Значения m_i ($\cdot 10^{-2}$ %) для минералов пробы Г-2

Минерал	Крупность классов, мкм								
	>3000	1000—3000	500—1000	250—500	100—250	50—100	30—50	10—30	0—10*
Кварц	0,19	0,49	0,37	0,91	0,23	0,26	0	0	0
Мусковит и гидромусковит . . .	0,002	0,061	0,13	0,59	1,20	0,94	11,3	10,5	8,0
Каолинит . . .	0	0	0	0	0	0,1	8,4	27,3	Н. о.
Микроклин . .	0	0,005	0,012	0,064	0,28	0,66	8,4	4,2	0

* Величины, определенные предлагаемым способом.

центрах суммарной массы всех классов. Избран графический вариант изображения искомых зависимостей. Для компенсации неравноценности величин интервалов и классов крупности определены « m_i » (табл. 13) — средние значения m в элементарных интервалах каждого класса:

$$m_i = m_i / \Delta_i$$

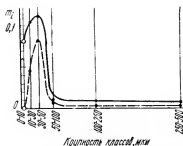
где Δ_i — разность граничных величин крупности (например, для класса 100—250 мкм $\Delta_i = 150$ мкм).

Обычно величины m_i относятся к серединам интервалов крупности. Но если соседние классы резко отличаются по величине выхода, нужно вычислять среднюю крупность материала в них и к ней относить m_i . Так, в пробе Г-2 середина интервала сводного класса крупности 0—10 мкм соответствует 5 мкм, но средняя крупность частиц здесь около 1,5 мкм (см. табл. 11). Сопоставление данных табл. 12 и 13 показывает, что вести специальное определение m_i кварца и каолинита для материала 0—10 мкм не имеет смысла. Кварца нет даже в более крупных классах, а для каолинита нельзя рассчитывать на приемлемую точность экстраполяции, поскольку даже по приближительной оценке видно, что учтенная часть его слишком мала. Данные по мусковиту с гидромусковитом вынесены на график (рис. 1). Экстраполяция несколько идеализированных кривых в область крупности 1,5 мкм дает значения здесь m_i : для мусковита с гидромусковитом 0,08 %, для микроклина — 0. Отсюда m мусковита с гидромусковитом в материале 0—10 мкм 0,8 %, микроклина — 0. Суммарный выход материала 0—10 мкм 44,75 % (см. табл. 12). Следовательно, на сосредоточенный здесь каолинит приходится 44,75 — 0,8 = 43,95 %. Заполнив предпоследний вертикальный столбец табл. 12 полученными данными, рассчитываем минеральный состав пробы Г-2 в целом.

Поскольку содержание мусковита и гидромусковита опре-

Рис. 1. Зависимость m_i мусковита с гидромусковитом и микроклина от естественной крупности классов пробы Г-2.

Вертикальные линии отвечают средней крупности материала в классах. Точки наблюдения и идеализированные кривые: сплошная линия — мусковит с гидромусковитом; штриховая — микроклин. Положение кружков отвечает определяемым по предполагаемому способу величинам m_i .



делалось вместе, возник вопрос о границе между ними. Подобного рода вопросы часто возникают при количественном минералогическом анализе рыхлых образований. Особенно при наличии слюд с гидрослюдами, между которыми нет реальных границ. При условном проведении последних, конечно, должны учитываться теоретические представления, основанные на результатах изучения кристаллических структур. Но если конечной целью является минеральный баланс химических элементов, нужны границы не «вообще», а разделяющие конкретные массы. Здесь приходится ориентироваться на несколько условные границы, отражающие статистический характер распределения минералов по естественной крупности. Слюды, например, как правило, крупнее гидрослюд. Но зоны распределения этих минералов по классам естественной крупности перекрываются. Поэтому границу рационально проводить по классу, где соотношение минералов примерно соответствует наблюдаемому в изучаемой породе. Учитывалось, что проба Г-2 была отобрана из коры выветривания, где выветрелая светлая слюда, даже при содержании K_2O меньше 6 %, характеризуется наборами рефлексов мусковита, с менее проявленными рефлексам каолинита или монтмориллонита [30]. Именно такие образования с содержанием K_2O 5,57—8,20 % и подразумевались здесь под названием «гидромусковит». Экстраполяция по результатам химического анализа двух монофракций (табл. 14) показала, что этому условию отвечают агрегаты листочков мельче 50 мкм. По этой крупности и проведена граница.

Химический состав мусковита (см. табл. 14) определен как средневзвешенный по упоминавшимся двум анализам, а гидромусковита — экстраполяцией по ним же для средней естественной крупности 20 мкм (см. табл. 14). Химический состав каолинита установлен анализом класса <2 мкм. Данный класс по химическому составу отвечает наиболее чистым каолинитам, выделенным из выветрелых кристаллов полевых шпатов, находившихся в рассматриваемой коре выветривания [30]. Лишь по результатам определения CaO и CO_2 (0,30 %) можно предполагать наличие здесь 0,7 % кальцита. Микроклин анализировался из классов крупнее 50 мкм. Отмеченные данные позво-

Таблица 14

Химический состав выветрелого мусковита и гидромусковита, мас. %

Компонент	Монофракция*, мкм		Расчетный состав	
	250—500	100—250	Мусковит	Гидромусковит
SiO ₂	45,42	45,18	45,29	44,99
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,10
Al ₂ O ₃	31,00	29,42	30,21	28,74
Fe ₂ O ₃	1,38	1,67	1,53	1,84
FeO	2,24	1,85	2,04	1,58
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00
MgO	2,18	3,18	2,68	3,81
CaO	0,25	0,25	0,25	0,25
K ₂ O	9,45	8,61	9,17	8,10
Na ₂ O	0,40	0,38	0,39	0,37
Li ₂ O	0,30	0,24	0,27	0,19
Rb ₂ O	0,40	0,40	0,40	0,40
П. п. п.	6,30	7,73	7,01	8,60
Сумма	99,43	99,01	99,35	98,97

* Анализ монофракций выполнен в Центральной лаборатории ПГО «Уралгеология».

Таблица 15

Контроль результатов количественного минералогического анализа пересчетом их на химический состав пробы Г-2

Компонент	Вклад минералов в расчетный химический состав, мас. %					Химический состав, мас. %	
	Кварц	Мусковит	Гидромусковит	Кво-линит	Микро-клин	Расчетный	По анализу *
SiO ₂	33,83	2,65	2,32	23,18	2,24	64,22	65,28
TiO ₂	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	0,00	1,77	1,48	18,82	0,72	22,79	22,68
Fe ₂ O ₃	0,00	0,09	0,09	0,19	0,00	0,37	0,29
FeO	0,00	0,12	0,08	0,18	0,00	0,38	1,25
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
CaO	0,00	0,02	0,01	0,18	0,00	0,21	0,12
MgO	0,00	0,17	0,20	0,13	0,00	0,50	0,47
K ₂ O	0,00	0,53	0,42	0,07	0,51	1,53	1,36
Na ₂ O	0,00	0,02	0,02	0,06	Н. о.	0,10	0,05
Li ₂ O	0,00	0,02	0,01	Н. о.	0,00	0,03	0,05
Rb ₂ O	0,00	0,02	0,02	Н. о.	0,02	0,06	0,08
П. п. п.	0,00	0,41	0,44	7,54	0,06	8,45	7,80
Сумма . .	33,83	5,83	5,10	50,35	3,55	98,66	99,58

* Анализ выполнен в Центральной лаборатории ПГО «Уралгеология».

лили проверить результаты количественного минералогического анализа путем пересчета его на химический состав пробы (табл. 15). Разница расчетного и фактически определенного состава для большинства компонентов не выходит за рамки возможных ошибок химического анализа, наиболее существенные отклонения объяснимы. Так, недостаток по расчету титана, двухвалентного железа и марганца объясняется учетом минералов ряда колумбит — таиталит, ильменита, рутила, магнетита, гранатов. Избыток по расчету 0,17 % K_2O отчасти объясняется распространением результатов анализа наиболее свежих реликтов микроклина на всю массу этого минерала, а отчасти вероятным завышением содержания данного компонента в гидромусковите. При оценке результатов подобных проверок можно придерживаться правила, что если сумма модулей разницы определенных анализом и расчетных величин содержания всех компонентов кроме летучих не превышает 5 мас. %, то результаты могут считаться пригодными для определения минеральных балансов химических элементов. В нашем случае эта сумма 2,54 %.

Использование предлагаемого способа повышает точность количественного минералогического анализа, проводимого комбинированным методом, а главное, позволяет корректно оценить его результаты. Это резко расширяет возможности определения минеральных балансов химических элементов, особенно редких, рассеянных и благородных, и соответственно возможности обоснованных заключений о рациональных путях использования минерального сырья. Способ наиболее эффективен при исследовании плотных горных пород и полезных ископаемых, где шламы, образующиеся при дроблении, представлены теми же минералами, что и сравнительно крупные классы. На близком уровне остается его эффективность при изучении тех рыхлых образований, где в шламах концентрируется полностью (или почти полностью) только один главный минерал и все интересные акцессорные не меньше чем наполовину представлены частицами крупнее 30 мкм. При отсутствии этих условий могут быть определены находящиеся в шламах массы тех минералов, которые не меньше чем наполовину представлены более крупными классами, а также суммарная масса остальных.

При наличии в пробе нескольких минералов, представленных практически только тонкодисперсным материалом, количественный минералогический анализ становится искусством. Его возможности определяются прежде всего степенью различия тонкодисперсных минералов по преобладающей крупности частиц и способностью исследователя правильно оценить этот момент. Если есть основания предполагать сложность минерального состава тонкодисперсной части пробы, то лучше размыть ее (или представительную навеску) водой и понаблюдать хотя бы несколько дней за изменением окраски суспензии и осадка.

Это поможет правильно спланировать гранулометрический анализ, получить минимальное количество классов крупности при максимальном разделении тонкодисперсных минералов. Следующий этап — фазовый рентгеноструктурный анализ. Важнейшие его задачи: диагностика минералов, полуколичественное определение минерального состава классов естественной крупности, выделение среди них таких, которые могут рассматриваться в качестве монофракций хотя бы некоторых тонкодисперсных минералов. При правильной постановке гранулометрического анализа таковые обычно имеются. Если это так, то количественное определение минерального состава всех классов естественной крупности достижимо. Вопрос заключается чаще всего в том, можно ли обойтись без данных полных химических анализов монофракций, резервируя их для контроля количественного минералогического анализа путем соответствующих пересчетов. Решающую роль здесь может сыграть количественный термогравиметрический анализ. В самых трудных случаях приходится довольствоваться определением суммарного содержания тонкодисперсных минералов с приблизительной оценкой их количественного соотношения в исследованной пробе.

Необходимо особо остановиться на определении содержания акцессорных минералов. Здесь возникают специфические трудности главным образом двух типов. Первые связаны с низким содержанием этих минералов, вторые — с нередко проявляющейся тенденцией накопления в шламах при разделении проб. Причем последнее только отчасти связано с малой механической прочностью многих акцессорных минералов, а отчасти — с малыми размерами их мономинеральных частиц. Эти трудности нередко приводят к отказу от использования данных по акцессорным минералам в минеральных балансах [52, 94, 102].

Упомянутое выше оптическое и комбинированный способы количественного минералогического анализа вполне корректны, но применительно к акцессорным минералам имеют общий существенный недостаток — ограниченные возможности. Практически они применимы лишь к акцессорным минералам с ярко выраженной индивидуальностью физических свойств, проявляющим тенденцию к концентрации в относительно крупных классах при разделении проб, существенно не покрытых пленками, и при условии, если их содержание в пробах не ниже некоторого минимального (чаще не ниже 0,01 %). При наличии этих довольно жестких условий задача сводится прежде всего к определению характера распределения акцессорного минерала по классам крупнее 30 мкм. Основное условие здесь — максимально полное сосредоточение акцессорного минерала в минимальном количестве продуктов разделения пробы. Этим практически исключается получение без крайней необходимости монофракций, связанное с рассредоточением существенной части акцессорного минерала в различных продуктах очистки.

Таблица 16

Расчет количества танталоколумбита в тонких классах пробы Г-2

Крупность классов, мкм	Δ_i	Выход классов, мас. %	Содержание танталоколумбита, мас. %		$m_i \cdot 10^{-4} \%$
			в классе	в пересчете на массу всей пробы (m)	
6000—3000	3000	19,74	0,005	0,00099	0,3
3000—1000	2000	11,22	0,023	0,00258	1,3
500—1000	500	2,62	0,074	0,00194	3,9
250—500	250	3,96	0,12	0,00475	19
100—250	150	2,74	0,31	0,00849	57
50—100	50	0,96	0,40	0,00384	79
30—50	20	5,62	(0,02) *	(0,00112)	(56)
10—30	20	8,39	(0,0043)	(0,00036)	(18)
5—10	5	4,94	(0,0005)	(0,000025)	(5)
2—5	3	7,15	(0,000018)	(0,000006)	(2)
0—2	2	32,66	0	0	0

* В скобках — значения, определенные по графику (см. рис. 2).

Если данные о распределении акцессорного минерала в крупных классах удалось получить, то содержание его в шлаках нередко может быть установлено уже отмечавшимся выше способом. Определение ведется практически так же, как и для главных минералов. Несколько отличается лишь проверка полученных результатов. Пример — определение роли микрочастиц танталоколумбита в пробе Г-2. Случай сложный, показывающий, насколько важен здесь неформальный подход и учет всех дополнительных данных. Расчет (табл. 16) показал, что m_i танталоколумбита последовательно возрастает с уменьшением естественной крупности материала вплоть до класса 50—100 мкм. В следующем классе 30—50 мкм точно определить массу танталоколумбита не удалось. Формальная экстраполяция выявленной зависимости в область крупности меньше 50 мкм предполагает продолжение последовательного роста m_i танталоколумбита. Это, однако, не согласуется с малой величиной содержания ниобия и тантала в наиболее тонкодисперсном материале. В классах 10—30, 5—10, 2—5 и <2 мкм ниобия ($n \cdot 10^{-4} \%$) соответственно 77, 28, 14 и 7; тантала ($n \cdot 10^{-4} \%$) соответственно 33, 12, 4 и 7. То есть в материале мельче 5 мкм содержание этих элементов находится в пределах кларковых для гранитоидов, таких, при которых минералов ряда колумбит—танталит в породе не бывает [31, 35]. Следовательно, в интервале крупности 30—50 мкм происходит смена отмеченной обратной зависимости на прямую. Исходя из этого, строим график (рис. 2) и определяем по нему значения m_i тантало-

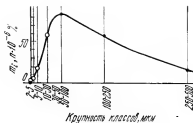


Рис. 2. Зависимость m_t танталоколумбита от естественной крупности классов пробы Г-2.

Вертикальные линии отвечают средней крупности материала в классах. Точки на прямой — значения m_t , рассчитанные по результатам количественных анализов; кружки — значения m_t , определенные интерполяцией по графику (см. текст).

колумбита для тонких классов (см. табл. 16). По ним рассчитываем его m . Учитывая, однако, возможность существенных погрешностей при подобных обстоятельствах, проводим проверку результатов, исходя из того, что положение гипотетической части кривой на графике в наибольшей степени влияет на расположение точек, отвечающих классам 10—30 и 30—50 мкм. Поэтому проверяем правильность данных для последнего класса путем расчета для него минеральных балансов ниобия и тантала:

	Содержание, мас. %	Nb, г · 10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %	Ta, г · 10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %
Танталоколумбит . . .	0,0043	340 000	19	280 000	36
Гидромусковит . . .	25	180	58	60	45
Каолинит	65	11	9	5,3	10
Микроклин	10	13	2	5,2	2
В классе	100	77	88	33	93

Суммы минеральных балансов близкие и несколько меньшие 100 % свидетельствуют о незначительном занижении содержания танталоколумбита в данном классе крупности.

При отсутствии условий для определения содержания акцессорных минералов отмеченными способами о нем обычно судят по недостаткам сумм неполных минеральных балансов информативных элементов, рассчитанных с учетом только главных минералов [52, 94, 102]. Под информативными понимаются химические элементы, содержание которых в интересующем акцессорном минерале несопоставимо больше, чем в главных минералах пробы. Например, для берилла информативный элемент — бериллий. Определение ведут следующим образом. Выясняют содержание главных минералов в пробе горной породы или руды, а также содержание информативного элемента в пробе и главных минералах. По этим данным рассчитывают неполный минеральный баланс. Если сумма его ≥ 100 %, то считают, что содержание акцессорного минерала незначительное. Если сумма < 100 %, то недостаток ее относят за счет неучтенного акцессорного минерала. Содержание последнего можно рассчитать, если известно содержание в нем информативного

элемента. Последнее обычно удается определить с помощью микроанализатора или по физическим свойствам, или, наконец, принять равным теоретическому.

Главный недостаток этого способа — крайне низкая точность. Определение минеральных балансов ведется на пределе имеющихся возможностей. Первые результаты, как правило, требуют дополнительной корректировки, одним из главных критериев необходимости которой служит степень отклонения суммы от 100 %. При использовании отмеченного способа возможность проверки минерального баланса сразу исключается, поскольку сумма его заранее принимается ≥ 100 %. Иными словами, все погрешности, допущенные на всех стадиях сложного процесса определения минерального баланса информативного элемента так или иначе включаются в определяемую величину. В результате сумма погрешностей нередко многократно превосходит определяемое содержание акцессорных минералов. Ниже описан способ, которым влияние отмеченного недостатка сведено к минимуму. Расчет проводят по недостаткам сумм неполных минеральных балансов, определенных только для тех продуктов разделения горных пород или полезных ископаемых, в которых содержатся интересующие акцессорные минералы. При недостаточной степени концентрации акцессорного минерала в процессе разделения проб расчет проводят по разнице сумм двух балансов: полуминерального, учитывающего полное количество информативного элемента в пробе, и неполного минерального, не учитывающего ту часть информативного элемента, которая находится в акцессорном минерале или в трудноопределяемой его части. Способ основан на том, что при определении минеральных балансов информативных элементов комбинированными (микрообогатительными) методами пробы руд и горных пород делят на монофракции, концентраты и другие продукты. Это позволяет исключить или ослабить влияние на определяемое содержание акцессорных минералов всех операций с продуктами, не содержащими таких минералов.

Первый вариант способа демонстрируется довольно сложным примером определения содержания самородного золота в пробе 178 [39]. Сложность заключается не только в исчезающе малом содержании самородного золота, но и в том, что представлено оно охристыми микрочастицами [91], содержащими гидроксиды железа и похожими на некоторые микрочастицы железистых охр. Для уяснения существа дела приведем окончательные, выверенные данные о минеральном и технологическом балансах золота в этой пробе (табл. 17), где самостоятельно учтены частицы самородного золота крупнее 20 мкм. Сначала попробуем представить вероятные величины погрешностей определения самородного золота по недостатку суммы минерального баланса, отвлекаясь от того, что последний проведен способом, описание которого дано в следующем разделе. При пол-

Таблица 17

Балансы золота в пробе 178

Продукты разделения	Технологический			Минерал	Минеральный		
	1*	2	3		1	2	3
Классы крупности, мкм				Самородное золото	—	—	5
А < 2	37,1	15	30,9	Ильменит	0,5	0	0
Б 2—5	10,7	12	7,1	Кварц	14	5	4
В 5—10	21,3	18	21,3	Гетит	0,4	180	4
Г 10—30	7,4	16	6,6	Турмалин	0,7	0	0
Концентраты крупнее 30 мкм:				Гидробиотит крупнее 30 мкм	9	43	22
Д, кварц-каолинистый	4,94	6,8	1,9	Гидробиотит мельче 30 мкм	20	37	41
Е, гидробиотитовый	2,93	64	10,4	Монтмориллонит	15	19	16
Л-3, гидробиотитовый	2,94	23	3,8	Каолинит	40	4	9
Ж, гетитовый с самородным золотом	0,06	1020	3,4				
П, ильменитовый	0,46	0	0				
З, ильменитовый с гетитом	0,09	550	2,8				
И, кварцевый	1,87	13	1,4				
К, кварцевый	8,83	12	5,9				
Л-1/2, акцессорных	0,6	37	1,2				
Л-4, то же	0,25	0	0				
М, турмалиновый	0,34	0	0				
Н, рутиловый	0,01	0	0				
О, пиролюзитовый	0,38	12	0,3				
В пробе	100,20	18	97,0	В пробе	99,6	18	101

* 1 — содержание (выход) продуктов разделения пробы и минералов в ней, мас.%;
 2 — содержание золота в пробе, продуктах ее разделения и минералах, л·10⁻⁷%; 3 — балансы золота, отн. %.

ном внутреннем контроле определений содержания золота в гидробиотите крупностью меньше 30 мкм установлено, что конкретные определения отклоняются от средних значений на 15—40 отн. %, в среднем на 27 отн. %. Если бы не было выполнено достаточного количества параллельных определений и контрольных расчетов, то только за счет погрешностей определения содержания золота в гидробиотите сумма минерального баланса

могла бы варьировать, по крайней мере, от 85 до 117 %. Эти вариации почти на порядок больше величины, характеризующей роль самородного золота в качестве носителя этого элемента в данной пробе. Следовательно, и погрешности в определении содержания этого минерала должны по меньшей мере на порядок превышать определяемую величину.

Обратимся теперь к комбинированному способу минералогического анализа. Подсчет частиц самородного золота проведен до анализа на золото продуктов разделения пробы. Самородное золото отмечено в четырех продуктах. Охарактеризуем кратко эти продукты (см. табл. 17). Продукт «Ж» гетитовый с самородным золотом: гетит 50, рутил 30, турмалин 20 %, самородное золото $< 0,01$ %. Продукт «З» ильменитовый с гетитом: ильменит 55, гетит 20, пиролюзит 20, самородное золото 0,03, прочие 5 %. Продукт «О» пиролюзитовый: пиролюзит 70, рутил 20, самородное золото 0,1, прочие 10 %. Продукт «П» ильменитовый: ильменит 99, самородное золото 0,05, прочие 1 %. Расчет по этим данным с учетом выхода продуктов (см. табл. 17) показывает содержание самородного золота в пробе $6 \cdot 10^{-4}$ %, в то время как определенное впоследствии общее содержание золота в пробе $1,8 \cdot 10^{-6}$ %. Отмеченное показывает полную непригодность общеизвестных способов для данного случая. Рассмотрим применение предлагаемого способа. В продукте «П» золота не обнаружено. В продукте «О» его содержание $12 \cdot 10^{-6}$ %. Оно меньше, чем в гетите из данной пробы. По опыту работы с другими пробами подобное содержание можно отнести в основном за счет пиролюзита. Лишь в продуктах «Ж» и «З», содержащих соответственно $1,02 \cdot 10^{-4}$ и $5,5 \cdot 10^{-5}$ % золота, наличие существенных количеств самородного золота представляется реальным. Приводим расчет самородного золота в продукте «Ж». В турмалине и рутиле золото не установлено. В гетите установлено $1,8 \cdot 10^{-5}$ % золота. В продукте гетита 50 %. Следовательно, от общего содержания этого элемента в продукте на самородное золото приходится

$$0,000102 - (0,000018 \cdot 0,50) = 0,000093 \text{ \%}.$$

Выход продукта «Ж» 0,06 %; значит, в пересчете на общую массу пробы, золота, находящегося в самородном состоянии в данном продукте

$$0,000093 \cdot 0,0006 = 0,000000056 \text{ \%}.$$

В продукте «З» содержание золота в пиролюзите условно принято таким же, как в гетите. Установлено, что в пересчете на общую массу пробы в этом продукте находится в самородном состоянии $4,3 \cdot 10^{-8}$ % золота. Складывая две последние цифры, получаем общее содержание в пробе золота, находящегося в самородном состоянии, $9,9 \cdot 10^{-8}$ %, т.е. 5 % от общего количества этого элемента. В данном случае количественный минера-

логический анализ служит лишь одним из средств определения минерального баланса. Но принципиально возможен и расчет содержания самого самородного золота. Для этого нужно знать его пробыность. В пробе 178 она не определена. Но исходя из данных по рудопроявлению [91], ее можно, не опасаясь слишком больших погрешностей, принять равной 900. Тогда содержание самородного золота в пробе $9,9 \cdot 10^{-8} : 0,9 = 1,1 \cdot 10^{-7} \%$. Оценим максимально возможные погрешности данного определения. Рассмотрим два крайних, почти невероятных, варианта: первый — все золото продуктов «Ж» и «З» находится только в самородном состоянии; второй — содержание золота в гетите и пиролюзите занижено вдвое. Расчет, аналогичный приведенному, дает значения содержания самородного золота в пробе при первом варианте $1,23 \cdot 10^{-7} \%$, при втором $0,97 \cdot 10^{-7} \%$. Таким образом, даже при этих маловероятных условиях погрешности существенно меньше определяемой величины.

Предлагаемый вариант способа основан на предположении о том, что суммы минеральных балансов информативного элемента в интересующих продуктах разделения проб равны 100 %. Связанные с этим погрешности могут считаться приемлемыми лишь тогда, когда процесс концентрации акцессорных минералов в отмеченных продуктах относительно эффективен. Но это условие не всегда достижимо, например, когда мы вынуждены применять предлагаемый способ для определения той части акцессорного минерала, которая оказалась в шламах.

Начнем со шламов, образующихся при дроблении плотных горных пород и полезных ископаемых. В практике количественного минералогического анализа чаще всего исходят из гипотезы о том, что в переизмельченном материале содержание акцессорных минералов такое же, как в более крупных продуктах разделения проб. Это один из источников грубейших погрешностей, хотя бы потому, что по механической прочности даже разновидности одного и того же минерала могут сильно отличаться. Применение предлагаемого способа в рассмотренном варианте невозможно из-за того, что массы шламов практически всегда значительны. Получается замкнутый круг: без данных о содержании акцессорного минерала нельзя определить сумму минерального баланса, а без нее получается почти тот же расчет по недостатку суммы.

Второй вариант способа предусматривает выход из этого круга на основе того, что при абсолютно правильном количественном минералогическом анализе продуктов разделения пробы и всех последующих расчетов сумма минерального баланса равна сумме технологического. Но поскольку суммы эти обычно несколько отличаются, задача заключается в расчете полуминерального баланса, максимально приближающегося к минеральному, но включающего некоторые элементы технологического. Рассмотрим этот вариант способа на примере пробы 4003

Таблица 18

Балансы бериллия в пробе 4003 грейзенизированного филлита

Крупность классов, мкм	Минерал	Полуминеральный			Минеральный		
		1*	2	3	1	2	3
30—100	Мусковит	32,2	0,72	6	32,2	0,72	6
	Кварц	4,4	0,2	0	4,4	0,2	0
	Плагиоклаз	1,2	32	10	1,2	32	10
	Берилл	0,05	5000	63	0,05	5000	63
30	Мусковит	61,2	0,72	11	56,8	0,72	10
	Кварц				4,4	0,2	0
	Берилл				(0,0008)	5000	(1)
В пробе		99,05	4,0	90	99,0508	4,0	90

* 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание бериллия, л-10⁻⁴ %; 3 — количество бериллия, приходящееся на минералы, отн. %. В скобках — расчетные данные, относящиеся к бериллу класса 30 мкм и связанному в нем бериллию.

грейзенизированного филлита [32]. Здесь возникли трудности с определением количества берилла, ушедшего в продукты дробления мельче 30 мкм (шламы). Рассчитан полуминеральный баланс бериллия (табл. 18), где материал мельче 30 мкм учтен без подразделения на минералы. Сумма его 90 %. Затем рассчитан неполный минеральный баланс без учета берилла крупностью мельче 30 мкм. Неучет переизмельченной части берилла привел к несколько меньшей сумме — 89 %. Отсюда следует, что разница сумм 1 % отражает роль отмеченной части берилла в минеральном балансе (см. табл. 18).

Второй вариант предлагаемого способа может быть использован и для определения количества акцессорных минералов, находящихся в тонкодисперсной части рыхлых пород. Главное условие здесь — возможность получения заслуживающих доверия данных о содержании информативного элемента в тех минералах, которые представлены только в классах мельче 30—50 мкм. Вариант предусматривает расчеты, исходящие из предположения о том, что содержание информативных элементов не зависит от крупности частиц последних, поэтому с минералами, хотя бы отчасти представленными в сравнительно крупных классах, затруднений обычно не бывает. Поясним отмеченное на примере пробы из коры выветривания гранитного пегматита. Здесь в классе естественной крупности 6—50 мкм берилл удалось установить только качественно. В этом классе сосредоточен также весь гидромусковит — продукт выветривания муско-

Таблица 19

Балансы бериллия в пробе коры выветривания гранитного пегматита

Крупность классов, мкм	Минерал	Полуминеральный			Минеральный		
		1*	2	3	1	2	3
>50	Кварц	27	0,7	1	27	0,7	1
	Берилл	0,018	5	39	0,018	5	39
	Мусковит	4	19	3	4	19	3
	Альбит	2	23	2	2	23	2
	Альбит-олигоклаз	13	19	11	13	19	11
	КПШ	12	5	3	12	5	3
6—50	Кварц				9	0,7	0
	Берилл				(0,006)	5	(14)
	Гидромуск.				2	19	2
	Каолинит				7	19	6
	Альбит	29	23	29	2	23	2
	Альбит-олигоклаз				5	19	4
	КПШ				4	5	1
<6	Каолинит	13	19	11	13	19	11
В пробе		>100	23	99	>100	23	99

* 1 — минеральный состав классов, мас. %; 2 — содержание бериллия в минералах, классах естественной крупности и пробе в целом $\cdot 10^{-4}$ % (кроме берилла), в берилле — мас. %; 3 — балансы бериллия, отн. %. В скобках — полученные расчетом содержание берилла и доли бериллия в минеральном балансе, приходящаяся на берилл крупностью 6—50 мкм.

вита. Содержание бериллия в нем было принято равным определенному в мусковите, исходя из ранее полученных данных [32] и с учетом незначительного общего содержания гидромусковита. Класс мельче 6 мкм оказался почти чисто каолинитовым. Содержание бериллия в нем несколько меньше, чем в выветривающихся плагиоклазах, поэтому оснований говорить о наличии здесь существенных количеств берилла нет [32]. Исходя из отмеченных данных, рассчитываем полуминеральный баланс бериллия (табл. 19). Сумма его 99 %. Затем рассчитываем неполный минеральный баланс без учета берилла крупностью 6—50 мкм. Сумма его на 14 % меньше. Эта разница соответствует роли тонкодисперсного берилла в минеральном балансе.

Для второго варианта способа характерна тенденция к некоторому занижению содержания тонкодисперсных частиц акцес-

сорного минерала. Обусловлена она неучетом того, что в тонкодисперсном материале степень вскрытия микрочастиц акцессорных минералов выше, чем в относительно крупном. В плотных горных породах получаем содержание той части тонкодисперсных частиц акцессорного минерала, которая образовалась за счет переизмельченных частиц крупностью больше 30—50 мкм.

Предлагаемый способ, если рассматривать его применительно к определению минеральных балансов, не вполне корректен. Однако при надежности исходных данных он позволяет удовлетворительно определять минеральные балансы химических элементов в тех многочисленных случаях, когда иных путей к этому нет. Как правило, он дает и возможность оценки характера наиболее вероятных погрешностей, связанных с его применением.

* * *

Итак, имеются две группы методов количественного минералогического анализа, используемых при определении минеральных балансов химических элементов: оптические и комбинированные (в основе весовые). Методы первой группы были широко распространены в 60—70 годах при определении минеральных балансов химических элементов в связи с петрохимическими и геохимическими исследованиями магматических пород. Но применение их в интересах определения потенциальных возможностей использования природных образований в качестве минерального сырья сдерживается рядом недостатков. Важнейший из них — трудность обеспечения соответствия материала, представленного в шлифах и используемого для определения содержания химических элементов. Конечно, совершенствование методов микроанализа, особенно повышение их чувствительности, будет снижать значимость этого недостатка, но пока приходится ориентироваться в основном на комбинированные методы. Наиболее совершенный из них предусматривает деление навески дезинтегрированного материала, предназначенной для минералогического анализа на классы крупности, и определение масс минералов в каждом из классов.

Среднестатистическая погрешность количественных определений минералов, особенно акцессорных, не обеспечивает необходимой точности минеральных балансов химических элементов. Основную долю в величину этой погрешности вносят подсчеты в иммерсионных препаратах и неправильный учет минерального состава тонкодисперсных продуктов, как естественного происхождения, так и образующихся при измельчении проб. Влияние первого может быть уменьшено за счет повышения роли весовых методов и уменьшения оптических, особенно при определении наиболее вероятных главных минералов-носителей интересующего элемента. Определение минерального состава наиболее

тонких классов возможно предложенным способом. При этом должны учитываться данные таких анализов, как фазовый рентгеноструктурный, термический, термогравиметрический, химический. Но в основном необходимо опираться на выявляемые для каждой пробы закономерности распределения минералов по классам крупности. Учет химического состава тонкодисперсного материала должен проводиться главным образом с целью контроля. Иначе проверка окончательных результатов определения минерального состава пробы путем пересчета их на химический состав окажется не совсем корректной.

Определение содержания акцессорных минералов распространенными методами дает удовлетворительные результаты лишь тогда, когда эти минералы характеризуются ярко выраженной индивидуальностью физических свойств и содержанием в пробе не меньше 0,01 %. В остальных случаях предлагается рассчитывать содержание акцессорного минерала по величине приходящейся на него доли информативного элемента специальным способом, предусматривающим сведение к минимуму отрицательного влияния на результаты определения погрешностей многочисленных операций, связанных с количественным минералогическим анализом пробы.

2.2. ОБЕСПЕЧЕНИЕ ДОСТАТОЧНОЙ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

При среднестатистической погрешности воспроизводимости — 10—50 %, обычной для современных методов определения содержания большинства химических элементов, конкретные ее значения практически могут быть какими угодно. В достаточно больших партиях анализов, выполненных с полным внутренним контролем, в 1—22 % случаев наблюдается полное совпадение двух параллельных определений. Случаются совпадения трех параллельных определений. Но всегда есть и определения, отличающиеся в несколько раз, в десятки и даже в сотни раз (табл. 20). Отсюда очевидна необходимость обеспечения требующейся воспроизводимости конкретных определений. Прежде всего пробы, необходимые для определения данного минерального баланса, нужно отдавать на анализ одновременно, чтобы свести к минимуму влияние систематических ошибок, связанных с меняющимися особенностями аналитиков, приборов и условий [155]. Затем требуется выявление анализов с неприемлемой величиной погрешности воспроизводимости. Наиболее надежно дублирование всех определений (полный внешний или внутренний контроль). Частично его можно заменить косвенным. Обычно анализируется несколько монофракций и концентратов каждого из важнейших минералов данной пробы. Это дает возможность отмеченной замены. Однако для ее реализации необходимо заранее предвидеть вероятный характер минерального

Таблица 20

Распределение результатов анализов по разности двух параллельных определений

Разность двух определений, % к среднему	Количество проб в данном интервале разности двух определений		
	Бериллий	Золото	Ртуть
0—10	72	35	49
10—20	42	39	35
20—30	33	21	16
30—40	23	22	20
40—50	12	11	20
50—60	10	10	9
60—70	3	6	6
70—80	2	8	5
80—90	2	5	3
90—100	1	6	6
Больше 100	0	25	15
Всего проб	200	188	184

Примечание. Бериллий определен количественным спектральным анализом в Институте геологии и геохимии УрО АН СССР; золото и ртуть — нейтронно-активационным и атомно-адсорбционным в ПГО «Уралгеология».

Таблица 21

Сопоставление минеральных балансов ртути в пробе 571, рассчитанных по всем имеющимся данным и с исключением одного минимального значения содержания на каждые четыре параллельных определения

Минерал	1*	По всем данным		С исключением минимальных значений	
		2	3	2	3
Пирит	10	22	14	35	18
Кварц	7	9	4	10	4
Кальцит	5	50	16	50	13
Биотит	63	19	75	19	63
Хлорит	5	40	12	40	10
Амфибол	10	3	2	3	2
В пробе	100	16	123	19	110

1* — содержание минералов в пробе, мас. %; 2 — расчетное среднее содержание ртути в минералах в пробе, $\mu\text{г}/10^{-6}$ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

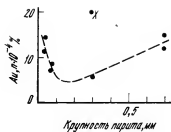


Рис. 3. Результаты параллельных определений золота в четырех фракциях пирита разной естественной крупности из пробы 1 дезинтегрированного метасоматита [39]. Косым крестиком помечен ошибочный результат, не укладывающийся в общую закономерность.

баланса. Косвенный контроль допустим лишь при определении второстепенных носителей интересующего элемента. Выбровка неудовлетворительных результатов анализов обычно проводится на основании сопоставления двух или нескольких параллельных определений и требует индивидуального подхода к каждому конкретному случаю. Поясним этот момент примером. При изучении пробы 1 (см. раздел 3.3) разница двух определений содержания золота в хлорите составила 100 % от среднего значения. В минеральном балансе количество этого металла, приходящееся на хлорит, по отмеченным определениям, 0,5 и 1,5 %. В обоих случаях результат может быть округлен до 1 %. Поскольку минеральный баланс золота рассчитывался для этой пробы с точностью до 1 %, результат может быть признан приемлемым, несмотря на очень плохую воспроизводимость с точки зрения возможностей методики анализа. В этой же пробе при анализе одного из концентратов пирита погрешность воспроизводимости двух параллельных определений золота оказалась вдвое меньше. Но если бы это был единственный для данной пробы проанализированный концентрат, анализ пришлось бы повторить, поскольку количество золота, приходящееся на пирит, по конкретным определениям получается 47 и 65 %, что далеко не одно и то же. Если анализируют сразу несколько фракций одного и того же минерала, то иногда удается обойтись без повторения анализа. В этом случае может быть проведена выбраковка ошибочного определения на основании зависимости содержания интересующего элемента от какой-нибудь независимой переменной, характеризующей проанализированные фракции, например, от их естественной крупности (рис. 3). Если ожидается среднестатистическая погрешность воспроизводимости результатов анализа больше 30 отн. %, следует сразу планировать по четыре параллельных определения. Это позволит получить более представительные средние значения, в частности, путем выбраковки одного результата из каждых четырех с учетом механизма возникновения наиболее грубых ошибок при используемой методике анализа. Это не отражается на общем характере минерального баланса, но заметно улучшает его сумму. Пример — расчет минерального баланса ртути в пробе 571 (табл. 21). Ртуть анализировали атомно-ад-

сорбционным методом, количество параллельных определений кратно четырем. При этом методе наибольшие ошибки в определяемые средние вносятся минимальными из полученных значений содержания. Иногда попадают пробы, после анализа которых во всех последующих определяемое содержание оказывается заниженным. Отчасти это связано с присутствием в некоторых пробах повышенных содержаний сурьмы. Если занижение большое — опытный аналитик замечает и принимает меры, а небольшое может остаться незамеченным. Кроме того, серьезное занижение может быть обусловлено недостаточным истиранием конкретных навесок таких плотных минералов, как кварц, амфиболы, плагиоклазы. Поэтому при расчете средних из каждых четырех параллельных определений было исключено одно — минимальное (см. табл. 21).

Нередко погрешности вызываются неучетом гетерогенности минералов. Из-за зависимости между вариациями химического состава и физических свойств часть минерала, сконцентрированная в собственных монофракциях, редко бывает идентична той, которая рассеяна в концентратах других минералов и прочих продуктах разделения пробы. Пример — проба МК-1 из коры выветривания пегматоидных гранитов [35]. Здесь «колумбитовая» монофракция по среднему составу отвечает танталоколумбиту с отношением содержания Ta/Nb — 0,43. В частицах из «промпродукта» это соотношение 0,36. Зато в «хвостах очистки» колумбитовой монофракции оказался собственно колумбит с отношением содержания Ta/Nb 0,14, а в гранатовый концентрат попал ниоботанталит с данным отношением, равным 1,14. Такие погрешности сводятся к минимуму при анализе всех продуктов деления. В этом случае исследователь оказывается перед дилеммой: выбрать интересующий минерал из всех продуктов деления или анализировать эти продукты целиком с последующим расчетом содержания химических элементов в минералах. Первый путь рационален лишь при условии микроанализа выбранных частиц, иначе он слишком трудоемок. При использовании микроанализа главная трудность заключается в отборе представительной микронавески, а затем в правильной оценке количественного соотношения частиц и фаз разного состава. Опыт показывает, что при соблюдении данных условий результаты оказываются хорошими. Пример — определение среднего содержания ниобия и тантала в сводной монофракции колумбита пробы МК-2 [35]. Из сводной монофракции крупностью 20—100 мкм массой около 1 г было отквартовано три навески: на химический, нейтронно-активационный анализы и на микроанализ. Из последней изготовлена полировка. Ее просмотр показал, что частицы многофазные и разные по составу. Наиболее сильно варьирует содержание тантала. Поэтому выбор наиболее представительных частиц и слагающих их фаз (табл. 22) проведен в лучах тантала. Результаты определения содержания

Таблица 22

Химический состав частиц колумбита из пробы МК-2 по результатам анализа на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 (аналитик В. Е. Масленников), мас. %

Частица	Фаза	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅	FeO	MnO	Сумма
2	1	8,1	67,6	8,1	9,9	93,7
	2	7,8	67,2	9,2	10,1	94,3
	3	8,6	69,1	10,0	9,7	97,4
3	1	8,9	67,1	9,1	9,2	94,3
	2	9,3	66,1	9,8	9,2	94,4
	3	12,5	65,9	10,2	8,6	97,2
1	1	13,5	62,5	8,6	9,9	94,5
	2	13,0	64,7	8,3	10,7	96,7
	3	13,2	66,8	8,9	8,7	97,6
4	1	13,2	66,8	10,7	8,8	99,5
	2	14,4	65,4	10,2	8,0	98,0
	3	14,4	64,5	11,3	8,1	98,3
5	1	21,4	57,9	8,7	9,7	97,7
	2	19,3	58,7	7,8	11,4	97,2
	3	22,3	54,1	7,7	11,3	95,4
	4	25,6	50,9	11,3	7,7	95,5
Среднее		14,1	63,5	9,4	9,4	96,4

тантала по микроанализу (среднее), нейтронно-активационному и химическому анализам следующие, мас. %: 11,6; 14,2; 13,1; ниобия, соответственно, 44,2; 37,2; 43,4. За окончательный результат были приняты средние значения по трем методам. И все-таки путь этот трудоемок и не гарантирует от ошибок. Поэтому обычно предпочтение отдается расчетам по результатам анализа продуктов деления проб. Это возможно, даже если ни один из минералов не получен в чистом виде. Поясним примером определения содержания титана по составу трех фракций пробы 3, мас. %:

Фракция	Кварц	Биотит	Мусковит	Титан
Д	90	9	1	0,187
И	97	3	0	0,100
К-2	10	80	10	1,88

Здесь возможно составление трех уравнений с тремя неизвестными, соответствующими содержанию титана в кварце, биотите

и мусковите. Но этот вариант не лучший. Он не обеспечивает контроля правильности определений. Более рациональный вариант возможен в связи с тем, что слюды представлены в основном биотитом. Пренебрегая примесью мусковита в биотите, можно составить три системы из двух уравнений с двумя неизвестными, соответствующими содержанию титана в кварце и слюде. Одна из этих систем не представительна, так как фракции «Д» и «И» близки по минеральному составу. Решение двух других приводит к значениям содержания титана в кварце — 0,02 и +0,037 %. В минеральном балансе это соответствует —1 и +2 % от общего количества титана в пробе; учитывая незначительность этих цифр, разницу между ними можно считать приемлемой. Поэтому, не прибегая к более сложным расчетам, принимаем за содержание титана в кварце среднее +0,01 %.

Нередко проанализировать некоторые разности исследуемых минералов практически невозможно, особенно при изучении экзогенных образований. Тогда приходится прибегать к интерполяции или экстраполяции на основании зависимости содержания интересующих элементов от какой-либо независимой переменной, в частности, от плотности, магнитных свойств или естественной крупности частиц интересующего минерала. Пример — определение содержания ниобия и тантала в частицах гидромусковита крупностью меньше 30 мкм из пробы Г-2, представляющей кору выветривания пегматита. Гидромусковит здесь — продукт выветривания мусковита. Переход от одного минерала к другому постепенный. В классах крупнее 50 мкм преобладает мусковит, причем степень выветрелости его частиц в целом возрастает с уменьшением их естественной крупности. В классах меньше 50 мкм, судя по приведенным данным, преобладают частицы, отвечающие по химическому составу гидромусковиту. В мусковите естественной крупности 1000—3000; 250—500 и 100—250 мкм содержание ниобия, соответственно 0,023; 0,022; 0,020 мас. %; тантала 0,0082; 0,0074; 0,0066 мас. %. Расчет на основании данной зависимости показал, что в гидромусковите крупностью 10—30 и меньше 10 мкм содержание ниобия 0,018 и 0,018 мас. %, а тантала — 0,0060 и 0,0059 мас. %. Проверка — приведенный расчет минерального баланса указанных элементов в классе 10—30 мкм.

Отметим, что нередко приходится прибегать к разбавлению монофракций и концентратов в связи с недостатком их массы, неприемлемым отличием по химическому составу от применяемых стандартов сравнения, с несоответствием ожидаемого содержания интересующего элемента возможностям метода анализа. Поясним последний момент. Как известно, для каждого метода анализа существует оптимальный интервал содержания определяемого элемента, за пределами которого погрешности резко возрастают. Если определяемое содержание ниже этого интервала, то чаще всего влияние повышенных погрешностей

на минеральный баланс оказывается небольшим. Но значительные погрешности при анализе минералов-концентраторов данного элемента могут испортить весь результат. В качестве разбавителей лучше всего брать монофракции кварца или других подходящих породообразующих минералов из данной же пробы. Но может быть использован и хорошо проверенный заранее посторонний разбавитель, например, уголь от электродов, предназначенных для спектрального анализа. Опыт показывает, что при достаточно точных взвешиваниях результаты, как правило, получаются хорошие.

* * *

Итак, для обеспечения хорошего качества минеральных балансов необходимо достижение приемлемой точности каждого конкретного определения содержания химических элементов. Это возможно лишь при наличии контроля всех определений. Сокращение затрат на контроль возможно, если исследователь представляет наиболее вероятный характер определяемого минерального баланса и, следовательно, роль каждого анализа в его определении.

Часто существенные погрешности возникают и при хороших анализах вследствие неучета гетерогенности минералов. Для их исключения необходимо, чтобы анализами были представлены не только те частицы минерала, которые находятся в концентратах и монофракциях, но и рассеянные по другим продуктам разделения пробы.

Стремление к максимальному сокращению операций при разделении проб с целью уменьшения потерь вещества и затрат труда заставляет нередко анализировать концентраты интересующих минералов. Определение содержания химических элементов в минералах проводится расчетом. Опыт показывает, что это дает хорошие результаты преимущественно для второстепенных носителей интересующих элементов.

2.3. ПРОВЕРКА КАЧЕСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ, ВЫЯСНЕНИЕ ПРИЧИН ПОГРЕШНОСТЕЙ

Был известен только один способ оценки погрешностей, допущенных при определении минерального баланса — по сумме последнего [136]. Если сумма отклоняется от 100 % не больше некоторой заранее заданной величины, то минеральный баланс считается достаточно точным. Если отклонение больше заданного — минеральный баланс определяется заново или бракуется. Главные недостатки способа заключаются в том, что он не гарантирует правильной оценки точности минерального баланса и не позволяет определить стадию исследования, на которой

допущены наиболее существенные погрешности. Хорошая сумма минерального баланса может быть получена и при неприемлемых погрешностях, если суммарные их величины, завышающие и занижающие сумму, близки. При плохой сумме приходится ревизовать все стадии сложного процесса определения минерального баланса, что приводит к излишним тратам времени и средств на анализы. Поэтому предлагается способ, цель которого — определение точности минеральных балансов и рациональных путей ее повышения в каждом конкретном случае. Для достижения цели кроме минерального баланса рассчитывается еще технологический, отражающий распределение интересующего элемента по продуктам разделения пробы. При достаточной достоверности минерального баланса его сумма должна быть примерно равна сумме технологического и близка к 100 %. Если эти условия не соблюдаются, достоверность недостаточная. По степени отличия отмеченных сумм друг от друга и от 100 % судят о суммарной величине погрешностей и о том, на какой из стадий исследования допущены наиболее существенные погрешности.

Способ основан на том, что определение минеральных балансов рекомендованными комбинированными методами обязательно состоит из двух главных стадий. Первая заключается в разделении пробы на концентраты, монофракции и прочие продукты, а также в анализе навесок от исходной пробы и продуктов ее разделения. Данные, получаемые на этой стадии, достаточны для определения технологического баланса интересующего элемента. Вторая стадия включает количественный минералогический анализ продуктов разделения и расчеты содержания интересующего элемента в минералах по результатам анализа продуктов разделения пробы. Завершается он расчетом минерального баланса. При определении последнего промежуточный технологический баланс, как правило, не рассчитывается, в связи с чем упускается исключительная возможность для контроля точности окончательных результатов. На сумму технологического баланса влияют наиболее точные, многократно выверенные и непосредственно контролируемые операции: весовые определения выхода продуктов разделения, квартование навесок, их непосредственный анализ, проводимый, как правило, с полным или почти полным внутренним или внешним контролем. На сумму же минерального баланса влияют, кроме того, результаты наименее точных операций: определений минерального состава продуктов разделения, в том числе таких, как шламы, расчетов содержания химических элементов по результатам анализа продуктов разделения пробы. Вероятность одинаковой компенсации различных погрешностей при определении сумм, отражающих результаты двух таких непохожих стадий исследования, практически равна нулю. Поэтому сопоставимость сумм технологического и минерального балансов при близости их

к 100 % свидетельствует о корректном и достаточно точном проведении важнейших стадий исследования. Характер отклонений от этого условия обычно однозначно показывает, на какой из стадий допущены наиболее существенные погрешности.

Реализацию способа рассмотрим на примерах. Пример первый — определение степени достоверности минерального баланса золота в пробе 178 [39]. Сумма минерального баланса оказалась 101 % (см. табл. 17). Требовалось определить, не является ли хорошая сумма следствием взаимной компенсации различных погрешностей. Расчет технологического баланса привел к сумме 97 % (см. табл. 17). Разница сумм в 4 % для золота свидетельствует о достаточной точности всех определений. Пример второй. Первоначальный расчет минерального баланса ртути в пробе 544 [40] дал сумму 82 % (табл. 23). Предполагалось, что неприемлемое отличие ее от 100 % обусловлено тем, что не удалось рассчитать содержание, а следовательно, и относительное количество ртути в кальците. При справедливости этой гипотезы сумма технологического баланса, где учтены все продукты разделения, должна быть около 100 %. В действительности она оказалась 81,2 % (см. табл. 23). Следовательно, неприемлемый недостаток суммы обусловлен главным образом погрешностями не второй, а первой, казалось бы, наиболее надежной стадии исследования. При подобной ситуации погрешности обычно обусловлены определениями содержания интересующего элемента либо в исходной пробе, либо в продуктах ее разделения. Взвешивание этих продуктов ведется, по крайней мере, на порядок точнее, чем требуется для определения минерального баланса. Необходимость проверки и исправления результатов второй стадии исследования отпала, а анализы на ртуть пришлось повторить. Расчеты по средним значениям содержания, с учетом новых данных, дали приемлемые результаты (см. табл. 23).

При наличии более 7—10 минеральных балансов интересующего элемента возможно определение причин значительных отклонений их сумм от 100 % путем сопоставлений последних с величинами потенциально отрицательных факторов. Пример — анализ причин значительных отклонений от 100 % сумм некоторых минеральных балансов храма в пробах из литогеохимического ореола золоторудного проявления. Отклонения сопоставлены с содержанием этого элемента в пробах:

Содержание, п. 10 ⁻³ %	10	13	14	15	16	30	48	70
Отклонения, %	+30	+23	-21	+12	-14	+2	+3	-4

По приведенным данным видно: причина заключается в том, что в ряде проб содержание храма не отвечает возможностям использованного количественного спектрального анализа. При содержании больше 0,03 % результаты хорошие. При меньшем

Таблица 23

Два варианта расчетов балансов ртути в пробе 544

Крупность классов, мм	Продукты разделения	Вариант*						Минерал	Вариант**					
		Первый			Второй				Первый			Второй		
		1	2	3	2	3	1		2	3	1	2	3	
<30 30—50	Без разделения	10,7	25	14,9	25	16,7	Пирротин	0,2	150	2	150	2	150	2
	Биотит-мусковитовый	15,5	15	12,9	15	14,5	Пирит	9,4	8,2	4	16	4	16	9
	Слюдистый с пирротин-ном	4,4	20	4,9	20	5,5	Кальцит	5	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
50—500	Мусковитовый	8,0	14	6,2	14	7,0	Мусковит	50	19	53	19	53	19	59
	Биотит-мусковитовый	18,5	11	11,3	11	12,7	Биотит	17	15	14	13	14	13	14
	Мусковит-пиритовый	6,3	11	3,8	11	4,3	Плагиоклаз	18	9	9	9	9	9	10
200—500	Мусковит-пиритовый	0,7	11	0,4	11	0,5								
	Пиритовый	8,7	8	3,9	17	9,2								
	Плагиоклазовый	3,6	9	1,8	9	2,0								
	Мусковитовый	2,6	20	2,9	20	3,3								
	Биотит-мусковитовый	5,3	15	4,4	15	5,0								
	Биотит-мусковитовый	12,0	16	10,7	16	12,0								
	Биотит-мусковитовый	3,7	15	3,1	13	3,0								
В пробе		100,0	18	81,2	16	95,7	В пробе . . .	99,6	18	82	16	94	16	94

* Технологический баланс.

** Минеральный баланс.

1 — содержание продуктов разделения и минералов, мас. %; 2 — содержание ртути, $\mu\text{г}$ — $\mu\text{г}$;

3 — баланс, отн. %.

содержании погрешности несистематические. Следовательно, для проб с содержанием хрома меньше 0,03 % возможно получение хороших минеральных балансов при условии увеличения количества параллельных определений этого элемента.

Другой пример. Суммы 192 опубликованных [7, 18, 30, 41, 55, 59, 61, 62, 68, 69, 94, 98, 100, 105, 110, 124—126, 137] минеральных балансов бериллия в гранитоидах варьируют от 55 до 127 %. Попробуем выяснить, связано ли это только с недостаточной точными определениями бериллия или еще и с недостатками минералогического анализа. Установлено, что при содержании ($n \cdot 10^{-4} \%$) 1—3; 3—6; 6—9; 9—12 и >12 средние значения сумм, соответственно, 92, 94, 95, 85, 83 %. Первые три цифры близки к 100 %. Некоторый недостаток в них частично объясняется неучетом роли кварца в качестве носителя бериллия в значительной части балансов. Более существенный систематический недостаток в суммах наблюдается при содержании бериллия свыше $9 \cdot 10^{-4} \%$. Наличие подобной зависимости сумм минеральных балансов в данном случае может быть связано с неучетом бериллиевых минералов, поскольку по величине содержания исследованные пробы не выходят за рамки реальных возможностей использованного количественного спектрального анализа. Справедливость этого предположения подтверждается тем, что в пробах с содержанием бериллия $>9 \cdot 10^{-4} \%$, где был определен берилл, средняя сумма минеральных балансов составляет 91 %.

* * *

Итак, наиболее радикальный способ проверки правильности минеральных балансов и выявления характера допущенных ошибок — сопоставление их сумм с суммами промежуточных технологических балансов, рассчитываемых для совокупности всех непосредственных продуктов разделения пробы. Это обусловлено тем, что на сумму промежуточного баланса влияют погрешности наиболее точных, к тому же контролируемых операций: делений, взвешиваний, квартования, количественных определений интересующего элемента. На сумму же минерального баланса, кроме того, влияют погрешности подсчетов минералов в концентратах и монофракциях оптическими методами, определений минерального состава шламов по графикам или расчетами, определений содержания интересующих элементов в минералах по результатам анализов концентратов.

При наличии не менее 8—10 минеральных балансов причины больших отклонений сумм от 100 % могут быть выявлены путем сопоставления последних с величиной содержания интересующего элемента в пробах или с какой-либо другой независимой переменной.

ВЫВОДЫ

Определение минеральных балансов химических элементов ведется на пределе имеющихся возможностей и требует борьбы за приемлемую точность каждого из частных результатов. Универсальная схема исследований была бы слишком трудоемка. Поэтому приходится ориентироваться на выбор индивидуальных схем, исходя из вероятного характера определяемого минерального баланса и конечных целей. Основной принцип заключается в обеспечении максимальной точности всех операций, проводимых с главными носителями интересующего элемента. Это предъявляет повышенные требования к планированию самой первой стадии исследования — количественному минералогическому анализу.

Имеются две группы количественных минералогических анализов: оптические и комбинированные (микрообогатительные). Методы первой группы отличаются высокой экономичностью, но применимы практически только для твердых горных пород и руд и только при изучении минеральных балансов наиболее распространенных элементов. В остальных случаях они не обеспечивают необходимой точности. Обусловлено это, в первую очередь, трудностями обеспечения достаточного соответствия материала, представленного в шлифах, и того, который поступает на определение содержания интересующих элементов. Расширение возможностей применения этих методов при изучении минеральных балансов химических элементов связано с совершенствованием методов микроанализа. Среди комбинированных методов наибольшей универсальностью характеризуется сочетающий в себе элементы гранулометрического, весового минералогического и оптического методов. Наибольшие погрешности здесь вносятся при оптических исследованиях (подсчеты под бинокулярным микроскопом или в иммерсионных препаратах), особенно при учете минерального состава шламов (материала крупностью мельче 10—30 мкм). Этот метод по существу единственный перспективный, когда задача исследований — выявление потенциальных возможностей извлечения интересующих компонентов из природных образований. Исследование в этом случае состоит из двух главных стадий. Первая — разделение пробы с анализом образовавшихся продуктов. На этой стадии получают весь комплекс сведений, необходимых для расчета технологического баланса интересующих элементов. Вторая стадия — изучение продуктов деления с расчетом минерального баланса. Первая стадия характеризуется наиболее точными и контролируемыми операциями. Существенные погрешности при этом связаны обычно с определениями содержания химических элементов. Сведение их к приемлемому уровню возможно путем полного или почти полного контроля (внутреннего или внешнего), проводимого с учетом значимости каждого определения

в общей системе данных. На второй стадии риск погрешностей больше. Для наиболее распространенных химических элементов главные погрешности связаны с оптическими определениями минерального состава продуктов разделения проб крупнее 10—30 мкм с учетом минерального состава шламов. Поэтому при количественном минералогическом анализе необходимо стремиться к максимальному сокращению роли оптических определений за счет увеличения роли весовых. Для определения же минерального состава шламов предложено использовать эмпирические закономерности распределения минералов по классам крупности. Это дает возможность корректного контроля окончательных результатов количественного минералогического анализа пересчетом их на химический состав пробы и сопоставлением последнего с составом, непосредственно определенным химическим анализом.

При расчете минеральных балансов малых элементов, особенно в литогеохимических ореолах, источником самых крупных погрешностей может быть неправильный учет масс акцессорных минералов, особенно тех из них, которые не обладают ярко выраженной индивидуальностью физических свойств и характеризуются содержанием в пробе меньше 0,01 %. Для уменьшения влияния этих погрешностей предложен специальный способ расчета содержания акцессорных минералов или трудноопределяемых их частей по приходящейся на них доле информативного элемента. Причем с целью максимального сокращения количества ошибок, влияющих на данную величину, определение ведется по результатам анализа только тех продуктов разделения проб, где установлен интересующий акцессорный минерал.

Наиболее радикальный способ проверки правильности минеральных балансов и выявления характера допущенных погрешностей — определение степени отличия их сумм от сумм промежуточных технологических балансов и от 100 %.

Наблюдаемое распределение химического элемента по минералам — конечный результат сложной истории образований горной породы или полезного ископаемого. Поэтому не приходится ожидать легко интерпретируемых теоретически вариаций характера минеральных балансов. На данном этапе, при наличии хотя и обширного, но фрагментарного по общему характеру фактического материала, основная задача — выявление наиболее очевидных эмпирических закономерностей, без знания которых невозможно рациональное планирование дальнейших исследований. С учетом отмеченных во введении задач важнейшим представляется выяснение степени изученности зависимости характера минеральных балансов от величины содержания интересующего элемента в природных образованиях, а затем от минерального состава и генезиса последних. Рассмотрим эти моменты на примере четырех химических элементов.

3.1. ЗАВИСИМОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ БЕРИЛЛИЯ ОТ ЕГО СОДЕРЖАНИЯ В ПРИРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Бериллий — единственный элемент, для которого определены минеральные балансы во всех важнейших группах образований, встречающихся на земной поверхности, от магматических пород до почв. Однако неравномерность распределения фактического материала здесь не меньше, чем для других химических элементов. Так, при обширности данных по гранитоидам [7, 18, 30, 41, 55, 59, 61, 62, 68, 69, 94, 98, 100, 105, 110, 124—126, 137] их совсем нет по ультрабазитам, большинству метаморфических пород и полезных ископаемых. В гранитоидах же основная масса определений относится к околочларковому содержанию бериллия, при котором он полностью рассеян в породообразующих минералах. Рассмотрим вариации минеральных балансов в конкретных горных породах. В биотитовых гранитах при содержа-

Таблица 24

Минеральный баланс бериллия в биотитовых гранитах

Минерал	КМ-20			В-118			А			Б		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	24	0,3	4	30	Н. о.	—	26	0,4	2	25	0,4	2
Гадолинит	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Берилл	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Биотит	5	1,9	5	4	3,2	4	2	4,0	2	4	4,0	3
Плагноклаз	46	3,0	73	38	7,4	78	40	5,5	45	29	14	72
КПШ	23	0,6	7	27	2,0	15	32	7,2	47	41	3,5	26
В граните	98	1,9	89	99	3,6	97	100	4,9	96	99	5,6	103

Минерал	349a/65			5000			5186		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	30	2,0	7	30	1,1	3	53	1,8	4
Гадолинит	0	—	—	0,002	9,2	17	Н. о.	—	—
Берилл	0	—	—	0	—	—	0,03	5	62
Биотит	3	10	4	6	13	7	2	4	0
Плагноклаз	36	18	81	10	25	23	23	19	18
КПШ	31	2,0	8	54	10	49	22	1,7	2
В граните	100	8,0	100	>100	11	99	>100	24	86

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание бериллия (в породообразующих минералах и граните — $\cdot 10^{-4}\%$; в бериллиевых минералах — мас. %); 3 — минеральный баланс, отн. %. Восточное Забайкалье: КМ-20 — верхнеудинский комплекс [98]; В-118 — Удин-Газимурский район [62]; А — Тургинский массив [98]; Б — Соктуйский массив [37]. Прибайкалье: 349a/65 — Биту-Джидинский массив [69], Казахстан: 5000 и 5186 [125].

нии бериллия $< 3 \cdot 10^{-4} \%$ характерны пониженные суммы минеральных балансов (возможно, существенна роль газовой-жидких микровключений как носителей этого элемента). При содержании $(3-10) \cdot 10^{-4} \%$ суммы в среднем близки к 100 % (табл. 24). Больше половины бериллия обычно находится в плагноклазах, соответственно представлениям А. А. Беуса [8]. В целом, при содержании бериллия в биотитовых гранитах меньше 0,001 %, величина его не оказывает решающего влияния на характер минеральных балансов бериллия. На первый план здесь выступает влияние положения изученных разновидностей в гранитных массивах. Так, для биотитовых гранитов из апикальных и краевых частей массивов характерны пониженная роль плагноклазов как носителей бериллия и широкие вариации роли других

Таблица 25

Минеральный баланс бериллия в аляскитах посторогенной лейкогранит-аляскинтовой формации Казахстана [125]

Минерал	5199			5189			5194			263/1		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	31	0,3	3	35	0,3	2	30	1,0	4	31	0,9	1
Берилл	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0,041	5,08	60
Плагноклаз	33	8,0	91	24	15	62	31	16	65	16	14	6
Микроклин	32	0,5	6	41	5,0	35	37	6,0	29	48	10	14
В породе	96	2,9	100	100	5,8	99	98	7,6	98	>95	35	81

Таблица 26

Минеральный баланс бериллия в амфиболсодержащих гранитах и кварцевых диоритах

Минерал	1028*			1018			А			И-7064а		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	27	0,1	1	21	0,2	1	7	Н. о.	—	9	—	—
Апатит	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	0,6	0	0
Амфибол	2	20	11	3	20	14	14	2,3	21	20	3,5	23
Пироксен	0	—	—	0	—	—	7	0,8	4	0	—	—
Бiotит	1	4,3	1	0	—	—	7	1,6	7	12	6,0	24
Плагноклаз	33	6,4	57	37	6,4	56	49	1,6	52	58	2,9	56
КПШ	35	2,3	22	39	2,2	20	13	1,6	14	0	—	—
В породе	98	3,7	92	100	4,2	91	97	1,5	98	99,6	3,0	103

*1028 и 1018 — амфиболовые граниты конкудеро-мамаканского комплекса, Северо-Байкальское нагорье [55]; А—кварцевый диорит Миричуского массива в Восточном Саяне [98]; И-7064а — кварцевый диорит из Верхисетского массива на Среднем Урале [18].

породообразующих минералов. Почти все немногочисленные минеральные балансы, определенные для биотитовых гранитов с содержанием бериллия больше 0,001 %, неполные или некорректные. Суммы их существенно ниже 100 % и приближаются к этой цифре, да и то не всегда, только там, где определялась роль бериллиевых минералов (см. табл. 24). Роль эта оказывается значительной. В мусковитовых и двуслюдяных гранитах, содержащих бериллия $<1 \cdot 10^{-3}$ %, он рассеян в порообразующих минералах. Характерны недостатки сумм минеральных балансов (до 20 %), резкие колебания роли различных носите-

лей. Известны случаи, когда главными носителями бериллия оказываются калиевые полевые шпаты и особенно мусковит, в котором может концентрироваться до 66 % этого элемента. Все это, очевидно, следствие привноса или перераспределения рассматриваемого элемента при калиевом метасоматозе. Специально минеральные балансы бериллия в таких породах изучены автором на примере пегматоидных гранитов [31, 32]. Анализировались все продукты деления проб с полным внутренним контролем. Оказалось, что недостатки в суммах минеральных балансов (см. табл. 4) здесь можно объяснить, по-видимому, только потерями заметной части бериллия в процессе деления проб за счет перехода в растворы жидких или растворимых фаз микровключений. Примером горных пород, близких по минеральному составу к мусковитовым гранитам и характеризующихся содержанием бериллия $>0,001$ %, может быть пока только изученный автором участок блоковой зоны пегматитовой жилы (см. табл. 4). Здесь около 70 % бериллия сконцентрировано в берилле и берtrandите и около 20 % приходится на альбит-олигоклаз. Роль остальных минералов мала. Причина повышенной роли альбит-олигоклаза по сравнению с другими породообразующими силикатами, очевидно, заключается в том, что большая часть бериллия привнесена при постпегматитовых процессах в связи с образованием плагиоклазитов. В изученном участке его эндогенные литогеохимические ореолы местами являются секущими по отношению к пегматитовым жилам [30]. В аляскитах при содержании бериллия $<0,001$ % он полностью рассеян в породообразующих минералах. Роль последних в качестве его носителей варьирует. При большем содержании, судя по единственному корректному минеральному балансу (табл. 25), главными носителями этого элемента становятся бериллиевые минералы.

В гранитоидах повышенной основности (табл. 26, 27) и щелочности (табл. 28, 29) полные минеральные балансы бериллия определены в участках с содержанием этого элемента меньше 0,001 %. Исключение составляет лишь проба 08449ж ильменогорского нефелинового сиенита, где это содержание 0,0013 %. Установлено полное рассеяние бериллия в породообразующих минералах. Минералом-концентратором обычно является амфибол, но роль его как носителя невелика. В щелочных метасоматитах, генетически связанных со щелочными гранитоидами при несколько большем содержании бериллия, главными его носителями, по-видимому, становятся бериллиевые минералы. Об этом свидетельствуют низкие суммы неполных минеральных балансов (табл. 30), рассчитанные без учета установленного здесь гадолинита.

Подводя итог характеристике имеющихся данных по гранитоидам, отметим, что при содержании бериллия в породе меньше 0,001 % он полностью рассеян в породообразующих мине-

Таблица 27

Минеральный баланс бериллия в гранодиоритах

Минерал	А*			КМ-2			И-7163		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	19	0,3	5	20	Н. о.	—	14	0	0
Апатит	Н. о.	—	—	0	—	—	0,4	0	0
Сфен	»	—	—	0,4	Н. о.	—	1,1	0	0
Амфибол	3	2,7	7	2	4,5	5	12	6,5	22
Биотит	13	0,9	10	8	1,5	6	17	5,4	26
Плагиоклаз	55	1,5	69	57	2,8	80	55	3,1	49
КГШ	9	0,5	4	11	0,4	2	1	0	0
В породе	99	1,2	95	98,4	2,0	93	100,5	3,5	97

*А—верхнеундинский комплекс Восточного Забайкалья [98]; КМ-2—то же [62]; И-7163—Верхисетский массив из Среднем Урале [18].

Таблица 28

Минеральный баланс бериллия в сиенитах

Минерал	Аж-268*			671			417		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	0	—	—	5	0,6	1	0	—	—
Амфибол	4	7,5	30	3	14	11	0	—	—
Пироксен	0	—	—	0	—	—	6	17	31
Биотит	1	0,7	1	6	2,5	4	0	—	—
Плагиоклаз	19	0,6	11	37	5,4	51	46	4,1	57
КГШ	71	0,8	57	47	2,3	28	46	0,7	10
В породе	95	1,0	99	98	3,9	95	98	3,3	98

*Аж-268—плагиоклазово-микроклиновый сиенит из Северо-Восточной Тувы [105] (КГШ—щелочной полевошпат); 671—биотитовый сиенит из Джидинского интрузивного комплекса, Западное Забайкалье [100]; 417—аккерит из конкудеро-мамаканского комплекса, Северо-Байкальское нагорье [55].

ралах. Второстепенные особенности его минерального баланса здесь почти не зависят от содержания, а зависят от генезиса и минерального состава гранитоидов. Полных же минеральных балансов для области содержания бериллия больше 0,001 % очень мало. Поэтому пришлось воспользоваться и результатами

Таблица 29

Минеральный баланс бериллия в нефелиновых сненитах

Минерал	Эд-165			Эд-167			08449ж		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Сфен	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	2	0,4	0
Гастингсит . . .	0	—	—	0	—	—	6	31	14
Пироксен . . .	11	8,1	45	7	11	27	0	—	—
Бютит	9	4,2	19	5,5	3,1	6	0	—	—
Нефелин	21	2,0	21	23	4,5	36	15	1,5	2
Плагиоклаз . .	0	—	—	0	—	—	34	10	26
ЩПШ	56	0,8	22	63	1,1	24	42	17	55
В породе . . .	97	2,0	107	98,5	2,9	93	99	13	97

* Эд-165 и Эд-167—нефелиновые снениты из Северо-Восточной Тувы [105]; 08449ж—миксит из Ильменогорского массива на Урале [7].

Таблица 30

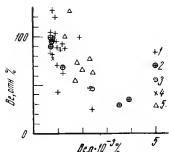
Неполный минеральный баланс бериллия в метасоматитах из комплексов щелочных гранитоидов Северо-Восточной Тувы и Восточных Саян (59)

Минерал	А-200			А-118		
	1	2	3	1	2	3
Циркон	0,8	13	1	Н. о.	—	—
Рибекит	12	30	21	71	20	57
Эгирин	15	2,2	2	0	—	—
Альбит	72	7,0	30	27	6,0	6
В породе	99,8	17	54	98	25	63

неполных, путем вынесения на график (рис. 4) относительных количеств бериллия, рассеянного в сумме породообразующих минералов. Вынесены все имеющиеся данные по гранитоидам с содержанием бериллия от 0,0007 до 0,005 %. Установлено, что в этом интервале количественное соотношение между бериллием, рассеянным и сконцентрированным в бериллиевых минералах, зависит почти исключительно от содержания этого элемента в породе. Что же касается зависимости от других факто-

Рис. 4. Обратная зависимость относительного количества бериллия, рассеянного в породообразующих минералах (Be , отн. %), от общего его содержания в гранитоидах и корях их выветривания (Be , $\mu \cdot 10^{-3}$ %). Построено по данным [7, 32, 41, 59, 69, 94, 110, 125, 137].

1 — биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые граниты; 2 — аляскинты и гранитные пегматиты; 3 — коры выветривания гранитных пегматитов; 4 — амфибол-биотитовый гранит; 5 — щелочные гранитоиды, включая пегматиты.



ров, например, от щелочности гранитоидов, то по имеющемуся фактическому материалу сколько-нибудь объективных выводов на этот счет сделать нельзя (см. рис. 4). Количества бериллия, рассеянного и сконцентрированного в бериллиевых минералах, становятся соизмеримыми при содержании этого элемента в породе около 0,002 %. Эстраполяция полученной зависимости показывает, что при содержании около 0,006 % в породе в большинстве случаев почти весь бериллий должен находиться в состоянии средней концентрации и при дальнейшем росте содержания последнее, очевидно, не должно оказывать существенного влияния на характер минерального баланса.

Для вулканогенных пород, судя по имеющимся данным (табл. 31, 32), характерно рассеяние основной массы бериллия в стекле и продуктах его раскристаллизации, даже при содержании этого элемента 0,003 %. Вопрос о возможности присутствия бериллиевых минералов в продуктах раскристаллизации стекла не рассматривался.

Корректные определения минеральных балансов бериллия в распространенных метаморфических породах были впервые выполнены на Урале [20]. Исследовались типовые пробы наиболее характерных горных пород, относящихся как к реликтам «гранитного» слоя допалеозойской коры континентального типа (табл. 33, пробы Ил-12, Г-15), так и к «гранитному» слою, сформировавшемуся в верхнем палеозое (пробы 014/217, 026/220, СК-12, 010/133). Установлено, что при содержании бериллия $(1,5-4) \cdot 10^{-4}$ % он полностью входит в состав породообразующих минералов. Но вариации характера минеральных балансов здесь значительно шире, чем в магматических породах. В небольшой выборке всего из шести проб представлены случаи как почти равномерного рассеяния бериллия по всем важнейшим минералам, так и сосредоточения его почти полностью в одном из них. Наибольший интерес представляет гранито-гнейс Губенского массива (проба Г-15, см. табл. 33), где больше половины бериллия сконцентрировано в амфиболе, содержание которого в породе меньше 3 %. Здесь наблюдается редкий пример нахождения бериллия в состоянии минимальной концентрации.

Таблица 31

Минеральный баланс бериллия в онгонитах дайки Амазонитовой [58]

Минерал, вещество	БН-1703			АВ-1700			ОХ-857			ОХ-859		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	12	Н. о.	—	10	1,2	1	5	Н. о.	—	4	0,8	0
Слюды	0,5	8,1	2	0,6	12	1	0,9	30	2	0,4	25	0
Альбит	16	2,4	23	15	7,8	14	23	11	18	18	21	13
КПШ	17	1,0	10	12	6,0	9	15	4,2	5	11	7,2	3
Оси. м.	54	2,0	64	61	11	81	56	20	80	66	40	91
В породе	99,5	1,7	99	98,6	8,3	106	99,9	14	105	99,4	29	107

Таблица 32

Минеральный баланс бериллия в юрских вулканогенных породах Центрального Забайкалья [50]

Минерал, вещество	ХВ-235*			ХВ-431			СВ-39		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	0	—	—	0	—	—	8	0,5	0
Клинопир. . . .	6	1,1	3	4	0,9	2	0	—	—
Гиперстен	4	0,6	1	0	—	—	0	—	—
Биотит	Н. о.	—	—	0	—	—	1	2,3	0
П. шп.	26	1,6	22	23	0,6	6	10	6,5	7
Оси. м.	60	2,0	63	72	2,6	81	81	10	81
В пробе	96	1,9	89	99	2,3	89	100	10	88

* ХВ-235 и ХВ-431 — латиты (полевой шпат — плагиоклаз); СВ-39 — рнолит с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом.

О граничных величинах содержания, характеризующих переход этого элемента в состояние средней концентрации, можно судить только по результатам изучения метаморфических пород и метасоматитов из литогеохимических ореолов. Вопрос о минеральных балансах этого элемента в горных породах, глубоко измененных гидротермальным процессом, до наших исследований практически не рассматривался. Единственное исключение здесь — микроклинизированный ортофир из европейской части СССР с содержанием бериллия 0,064 %. По данным [107], его минеральный состав, мас. %: сфалерит 2, пирит 2,5, кварц 30,

Таблица 33

Минеральный баланс бериллия в метаморфических породах Урала [20]

Минерал	Ил-12*			Г-15			014/217		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	24,7	0,7	12	33,5	0,6	5	41	0,8	9
Амфибол . . .	0,0	—	—	2,7	85	57	0	—	—
Мусковит . . .	0,0	—	—	0,0	—	—	2	2,5	1
Биотит	5,0	3,0	10	4,5	13	15	5	1,5	2
Плагиоклаз . .	38,0	2,0	51	19,5	2,3	11	42	8,0	88
Микроклин . .	32,0	0,8	17	39,5	1,0	10	9	1,0	2
В породе . . .	99,7	1,5	90	99,7	4,0	98	99	3,8	102

Минерал	026/220			СК-12			010/133		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	33	0,6	5	6	1,0	2	3	6,0	5
Амфибол . . .	0	—	—	24	5,5	33	10	4,0	10
Мусковит . . .	2	4,0	2	0	—	—	0	—	—
Биотит	4	1,5	2	18	6,3	28	35	2,5	22
Плагиоклаз . .	35	10	87	32	2,8	22	50	4,5	56
Микроклин . .	26	1,0	6	19	0,4	2	0	—	—
В породе . . .	100	4,0	102	99	4,0	87	98	4,0	93

* Ил-12 — мигматит ильменогорского комплекса; Г-15 — гранито-гнейс губинского комплекса; 014/217 и 026/220 — гнейсы из обрамления Варламовского гранитного массива; СК-12 — гранитизированная основная вулканогенная порода из района Мурзинско-Адуйского массива; 010/133 — метаморфизованная основная вулканогенная порода из района Варламовского гранитного массива.

Таблица 34

Минеральный баланс бериллия в породах первичных литогеохимических ореолов: золоторудного проявления (проба 2) и редкометального месторождения в коре выветривания грейзенизированных мраморов

Минерал	2*			4003			М			Н		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Флюорит . . .	0	—	—	0	—	—	4,2	21	1	2,7	Н. о.	—
Пирит	0,85	0	0	0	—	—	0	—	—	8,7	Н. о.	—
Кварц	36	0,9	15	8,4	2	0	0	—	—	11,5	21	2
Сфен	0,08	33	1	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Кальцит . . .	0	—	—	0	—	—	89	7,3	5	21,6	21	4
Берилл	0	—	—	0,051	5	64	0,2	5	71	0,18	5	75
Мусковит . . .	26	2,6	32	89,4	7,2	16	5,6	180	7	52,6	25	11
Биотит	36	2,8	48	0	—	—	0	—	—	Н. о.	—	—
Плагиоклаз . .	0	—	—	1,2	320	10	0,8	1200	7	2,3	Н. о.	—
В пробе	98,93	2,1	96	>99	40	90	99,8	140	91	>99	120	92

* 2 — кварцево-слюдистый метасоматит по филлиту; 4003 — мусковитовый метасоматит по филлиту; М и Н — соответственно грейзенизированные мрамор и карбонатно-слюдистый сланец (метаморфизованный мергель).

карбонаты 5, гадолиниит 0,5, бертраидит 0,25, микроклин 60. Сумма анализа 100,25 %. Содержание бериллия в минералах, соответственно 0,004; и.о.; 0,007; 3,31; 14,4; 0,025 мас. %. Минеральный баланс, отн. %: сфалерит 0, карбонаты 1, гадолиниит 26, бертраидит 56, микроклин 23, сумма 106. Содержание бериллия в микроклине необычное, что, очевидно, связано с примесью бертраидита. С учетом этого можно предполагать, что при данном уровне содержания практически весь бериллий образует в данной породе собственные минералы.

Наши минеральные балансы бериллия в метасоматитах литогеохимических ореолов изучены на примерах редкометалльного месторождения в корах выветривания грейзенизированных мраморов [30, 32], золоторудного проявления [115, 117] и поля колумбитоносных пегматитов [31]. Здесь же изучены минеральные балансы в продуктах выветривания метасоматитов. Кратко охарактеризуем первый из этих объектов, поскольку на нем получены наиболее важные сведения. Редкометалльное месторождение в коре выветривания грейзенизированных мраморов залегает в толще метаморфизованных терригенных пород включающих пласты мраморов и падающих под углом около 40°. Вдоль верхних контактов этих пластов следуют зоны густой трещиноватости. По трещинам развиты прожилки, преимущественно мусковитовые, сопровождающиеся метасоматическими каймами. Каймы в существенно карбонатных породах в основном мусковит-флюоритовые, в алюмосиликатных — мусковитовые или кварцево-мусковитовые с пиритом. С флюоритом ассоциирует берилл и в незначительных количествах фенацит. Основной объем пронизанных прожилками пород — это внутренняя зона обширного первичного литогеохимического ореола. Содержание бериллия в ней варьирует в зависимости от густоты прожилков. Вдоль пострудных разломов, унаследовавших направление зон рудных тектонических нарушений, развита линейная кора выветривания. Руды образовались в ней в результате концентрации вещества прожилков и метасоматических каем при карстовых явлениях. Поэтому часть внутренней зоны первичного ореола, находившаяся в существенно карбонатных породах, прослеживается в коре выветривания в виде рудных тел, а остальная — сохраняется с некоторыми изменениями. В нижних и средних горизонтах преобладает умеренное выветривание (растворение кальцита, местами — флюорита, начальные стадии монтмориллонитизации слюд). Оно приводит к образованию мусковит-флюоритовых и преимущественно мусковитовых пород. В верхних горизонтах встречаются отдельные участки почти полного замещения мусковита каолиновыми минералами, особенно галлуазитом. Кора выветривания местами перекрыта коллюво-делювием, в котором прослеживается сложный субгоризонтальный шлейф продуктов разрушения внутренней зоны первичного ореола. Коллюво-делювий местами перекрыт аллюви-

альными песками с потоком рассеяния бериллия. Отмеченные образования нарушены в связи с просадками коры выветривания, отчасти размыты и перекрыты делювием. В последнем прослеживается вторичный механический ореол рассеяния, осложненный наложением биохимического. На базе этого ореола в почве образовалась вторичная литогеохимическая аномалия [32].

Для определения минерального баланса отбирали коренные горные породы с прожилками и продукты их выветривания. В прожилках установлен акцессорный берилл, а в мусковит-флюоритовых метасоматических каймах — еще и редкие частицы фенакита. В олигоклазе из мраморов до 1,25 % BeO . В них много микровостков, преимущественно слюдopodobных. В дебаграммах ряд рефлексов (3,37; 2,98; 1,594; 1,286; 1,256; 1,098) не принадлежит олигоклазу. Все они сопоставимы с рефлексами дебаграмм эвидимита (преимущественно сильными или средними). Из всех бериллиевых минералов количественно определялся лишь берилл. Остальные рассматривались как представленные микровключениями. В исследованных пробах — это главный носитель бериллия (табл. 34). Для сравнения определен минеральный баланс последнего в кварцево-слюдястом метасоматите с кларковым содержанием этого элемента. Этот метасоматит взят из упоминавшегося ореола золоторудного проявления. Содержание бериллия здесь варьирует приблизительно на кларковом уровне. И тем не менее наблюдается определенная пространственная связь участков концентрации этого элемента и золота. В изученной пробе 2 (см. табл. 34) практически весь бериллий рассеян в породообразующих минералах. Таким образом, в исследованных метасоматитах прослеживается все та же зависимость характера минерального баланса от содержания бериллия. Однако, судя по конкретным цифрам, граничные величины содержания здесь иные, чем в гранитоидах. Для определения содержания, при котором бериллиевые минералы начинают играть заметную роль в минеральном балансе существенно слюдястых метасоматитов, нет данных. Соизмеримость же между количествами рассеянного и сконцентрированного бериллия наступает при содержании его около 0,003 %, а практически полная концентрация в собственных минералах, вероятно, происходит при содержании $\geq 0,01$ %. Еще менее благоприятны для нахождения бериллия в состоянии средней концентрации годные породы, сложенные в значительной степени такими минералами, как эпидот и амфиболы. Пока это количественно подтверждается только результатами изучения минерального баланса в амфиболите из литогеохимического ореола колумбитоносных пегматитов [32]. Здесь даже при содержании бериллия около 0,003 % его минералы не обнаружены. Весь бериллий оказался рассеянным в породообразующих минералах, особенно в актинолите и эпидоте (табл. 35).

Таблица 35

Минеральный баланс бериллия в амфиболите и коре его выветривания

Минерал	7081*			7079			7077		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	5	13	3	5	13	1	10	15	3
Гетит	0	—	—	4	230	20	6	230	31
Эпидот	15	52	30	0	—	—	0	—	—
Актинолит	50	21	40	35	19	14	25	16	9
Монтмор.	0	—	—	25	106	56	14	106	34
Каолинит	0	—	—	16	25	90	35	25	20
Олигоклаз	30	20	23	15	20	6	10	20	5
В породе	100	26	96	100	47	106	100	44	102

* 7081 — коренной амфиболит; 7079 — зона монтмориллонитизации; 7077 — зона каолинизации.

Рассмотрим влияние процессов выветривания на характер минеральных балансов. Начнем с горных пород, где содержание бериллия низкое. На отмечавшемся золоторудном проявлении изучено пять проб, кратко охарактеризованных в разделе 3.3. Пробы 191 и 193 (табл. 36) представляют зону дезинтеграции, проба 3 — низы гидрослюдистой зоны, а пробы 178 и 158 — каолинитовую. Основная масса бериллия рассеяна в породообразующих минералах: экзогенных и реликтовых эндогенных. К данным о концентрации некоторого его количества в таких минералах, как пирит, ильменит, рутил, необходимо относиться осторожно, поскольку здесь имеются в виду концентраты этих минералов. В зоне дезинтеграции главные носители бериллия — реликтовые эндогенные, особенно слюды; в участках более глубокого выветривания — гидрослюды каолиновые и монтмориллонитовые минералы. В коре выветривания упоминавшегося амфиболита (см. табл. 35), несмотря на повышенное содержание бериллия, он рассеян в породообразующих минералах. Главные его носители — каолинит и монтмориллонит. Кору выветривания гранитов представляют пять проб (табл. 37). Три, близкие по минеральному составу, взяты из зон каолинизации плагиоклазов пегматоидных гранитов (6915 и 6903) и слабодифференцированного гранитного пегматита (проба МК-Б). Но они существенно различаются по содержанию бериллия и характером минерального баланса. Если в первых двух этот элемент рассеян в породообразующих минералах, то в пробе МК-Б больше половины его сосредоточено в берилле. Причем соотношение между сконцентрированным в этом мине-

Таблица 36

Минеральный баланс бериллия в продуктах выветривания кварцево-сланцевых метасоматитов золоторудного проявления

Минерал	191			193			3		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит	6	3,0	6	10,5	1,5	5	0,3	28	6
Рутил	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Ильменит . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	0,2	16	2
Кварц	34	2,2	27	5	0	0	38	0,3	8
Гетит	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Сидерит . . .	0	—	—	0	—	—	0,5	7	2
Турмалины . .	0	—	—	Н. о.	—	—	0,2	20	3
Тальк	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Мусковит . .	22	3,7	29	1	Н. о.	—	5	0	0
Биотит	13	1,1	5	50	2,8	48	7	3,0	14
Хлорит	2	3,0	2	3	2,8	3	Н. о.	—	—
Гидрослюда .	14	3,3	16	17	1,6	9	32	1,9	41
Монтмор. . . .	8	7,7	22	6	6,5	13	0	—	—
Каолинит . . .	0	—	—	7	11	27	17	2,2	25
В породе . . .	99	2,8	107	99,5	2,9	105	100,2	1,5	101

Минерал	178			158		
	1	2	3	1	2	3
Пирит	0	—	—	0	—	—
Рутил	0,02	84	1	0	—	—
Ильменит . . .	0,5	21	6	0	—	—
Кварц	14	0,4	3	37	0,8	7
Гетит	0,4	11	2	3	4,9	4
Сидерит	0	—	—	0	—	—
Турмалины . .	0,7	2,7	1	0	—	—
Тальк	0	—	—	7	10	17
Мусковит . . .	0	—	—	1	12	3
Биотит	9	3,0	15	0	—	—
Хлорит	Н. о.	—	—	0	—	—
Гидрослюда . .	20	1,5	17	18	3,9	18
Монтмор. . . .	15	1,6	13	0	—	—
Каолинит . . .	40	1,6	36	33	7,7	63
В породе . . .	99,62	1,8	94	99	4,0	112

а б л и ц а 37

Минеральный баланс бериллия в корях выветривания гранитных пегматитов и пегматондиных гранитов

Минерал	МК			ЛЛ			6915		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	34	0	0	39	0	0	35	0,4	5
Берилл	0,023	5	48	0,25	5	78	0	—	—
Мусковит	7	19	6	5	130	4	1	5,0	2
Гидромуск.	0	—	—	0	—	—	12	4,3	19
Каолинит	10	22	9	16	90	9	21	5,4	42
Альбит	5	18	4	7	23	1	4	14	21
Альбит-олигоклаз	24	19	19	11	58	4	0	—	—
КГПШ	20	9,6	8	22	15	2	26,5	0,8	8
Акцессорные	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	0,5	4,3	1
В породе	>100	24	94	>100	160	98	100	2,7	98

Минерал	6903			МК-Б		
	1	2	3	1	2	3
Кварц	34	0	0	36	0,7	1
Берилл	0	—	—	0,024	5	52
Мусковит	3	17	14	5	19	4
Гидромуск.	13	5,0	18	21	19	17
Каолинит	20	7,2	40	—	—	—
Альбит	3	7,6	6	4	28	5
Альбит-олигоклаз	0	—	—	18	19	15
КГПШ	26,5	1,7	13	16	5,5	4
Акцессорные	0,5	18	3	Н. о.	—	—
В породе	100	3,6	94	>100	23	98

Т а б л и ц а 38

Минеральный баланс бериллия в продуктах выветривания грейзенизированных мраморов

Минерал	4563			СВ			БН		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Флюорит	4	Н. о.	—	3	8	0	9	4	0
Кварц	11	Н. о.	—	5,7	72	4	0,3	Н. о.	—
Гетит	4,5	Н. о.	—	0	—	—	0,6	Н. о.	—
Доломит	10	28	8	0	—	—	0	—	—
Берилл	0,022	5	31	0,07	5	32	0,2	5	35
Мусковит	50	17	24	68	75	46	0	—	—
Гидромуск.	19	65	34				11,4	90	4
Монтмор.				23	110	23	0	—	—
Галлузит и као- линит	0	—	—	0	—	—	78,4	200	54
В породе	>98	36	97	>99	110	105	99,9	290	93

рале количеством бериллия и его содержанием в коре выветривания примерно такое, которое наблюдалось в граютах, аляскитах и пегматитах. Иными словами, здесь мы видим унаследованность данной важнейшей особенности минерального баланса. Еще две пробы МК и ЛЛ представляют зону дезинтеграции гранитных пегматитов. Степень унаследованности минерального баланса здесь еще больше. В сущности, он лишь несколько усложнен в результате появления каолинита.

Теперь вернемся к коре выветривания грейзенизированных мраморов и сопровождающим образованиям. Эта кора выветривания представлена тремя пробами (табл. 38). Проба 4563 — продукт выветривания сравнительно слабо грейзенизированного мергеля. Кальцит и отчасти флюорит здесь растворены. Мусковит находится в начальной стадии монтмориллонитизации и резко преобладает над гидромусковитом, учтенным совместно с монтмориллонитом. Проба СВ представляет продукт более глубокого выветривания слабо грейзенизированного мрамора, включающего механическую примесь продуктов выветривания мусковитизированных филлитов. Степень монтмориллонитизации существенно большая. Гидромусковит преобладает над мусковитом (учтены совместно). Проба БН — продукт глубокой каолинизации грейзенизированного мрамора или мергеля. Главная особенность минеральных балансов здесь заключается в том, что относительно количество бериллия, сконцентрированное в берилле, ниже того, которое можно было бы ожидать, исходя из его содержания. Особенно это заметно при наиболее глубоком выветрелом материале (проба БН). В связи с этим обращает на себя внимание повышенное содержание бериллия в глинистых минералах. Все это следствия дезинтеграции берилла, обусловленной отчасти распадом его трещиноватых кристалликов в результате выветривания цементирующих минералов. Другая причина дезинтеграции — повышенная интенсивность выветривания самого берилла под действием вод, богатых фтором и сульфат-ионом [32]. Специальных исследований по учету микрочастиц берилла и продуктов его выветривания не проводилось, и они отнесены к глинистым минералам.

Минеральный баланс в обычных осадочных породах с около-ларковым содержанием бериллия определен лишь на примере нижнепалеогеновых и верхнемеловых отложений Зауралья (табл. 39), охарактеризованных раньше [32]. Отложения сложены мелководными морскими породами, преимущественно кремнистыми и алевроитными глинами. Глины состоят в основном из плохо окристаллизованного монтмориллонитового минерала с примесью гидрослюда, глауконита и местами хлорит-монтмориллонитового смешанослойного образования. В глинах, включая лагунную или континентальную (проба 79), максимальным содержанием бериллия характеризуется класс естественной крупности < 2 мкм. Исключение представляет лишь проба 70, где

Таблица 39

Минеральный баланс бериллия в кремнистых глинах из морских палеоценовых (проба 98) и верхнемеловых (пробы 74 и 79) отложений Зауралья

Минерал	98			74			79		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц и опал . . .	36	0,9	16	25	0,2	2	10	0	0
Глауконит	2	12	12	0	—	—	0	—	—
Монтмор.	55	2,4	66	72	3,1	93	88	4,5	99
В породе	93	2,0	94	97	2,4	95	98	4,0	99

Примечание. Монтмораллонит с примесью смешанослойных образований и гидрослюда.

Таблица 40

Минеральный баланс бериллия в глауконитовом песчаннике и кварцевом песке из Зауралья

Минерал	Песчанник			Песок		
	1	2	3	1	2	3
Кварц	30	0	0	98	0,2	49
Опал	29	0,8	6	0	—	—
Апатит	1	11	3	0	—	—
Глауконит	20	13	65	0	—	—
Каолинит	0	—	—	2	11	55
Монтмор.	20	4,9	25	0	—	—
В породе	100	4,0	99	100	0,4	104

Таблица 41

Полуминеральный баланс бериллия в горизонтах бурой лесной почвы и в почвообразующем делюзии (С) над корой выветривания грейзенизированных мраморов [32]

Минерал и гумус	А ₁			В			С		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	16	9,0	4	16	11	6	20	8,3	4
Гетит	4	100	11	6	90	19	5	100	12
Берилл	0,03	5	42	0,01	5	17	0,03	5	38
Гидромуск.	68	16	30	66	18	41	64	19	30
Каолинит, монтмор.	5	24	7	11	30	12	10	39	10
Гумус	5,5			0,7			0,6		
В пробе	98,53	36	94	99,71	29	95	99,63	40	94

это содержание во всех классах естественной крупности одинаковое. В целом материал свидетельствует о концентрации бериллия в монтмориллонитовых минералах. Они же и являются его главными носителями (см. табл. 39). В более грубообломочных породах бериллий рассредоточен по различным порообразующим минералам. Концентраторы его здесь — каолинит и глауконит (табл. 40). В оолитовой железной руде из низов этого разреза, содержащей 0,0006 % бериллия, последний находится в основном в гетите. Минеральный состав этой руды, мас. %: кварц 15, гетит 40, сидерит 35, каолинит, 5, шамозит 5. Содержание бериллия ($p \cdot 10^{-4}$ %) в кварце 0,7, в гетите 12, в сидерите 5,4. Минеральный баланс, отн. %: 2; 80; 26 соответственно. Каолинит и шамозит не анализировались.

Бериллий — единственный элемент, для которого были приняты попытки определения минеральных балансов в почвообразующем делювии и почвенных горизонтах [32]. Однако здесь пришлось остановиться на стадии полуминеральных балансов из-за невозможности отделения гумусовых соединений от минеральной части породы без изменения их химического состава. Исследовано два разреза. Один из них находится на продуктах выветривания сравнительно слабо выраженного первичного литогеохимического ореола. Содержание бериллия в разрезе на кларковом уровне (см. табл. 5). Практически весь бериллий рассеян в порообразующих минералах, причем около половины его приходится на каолинит, монтмориллонит и гумус. Во втором случае почвенные горизонты образовались на делювиальных отложениях, сложенных продуктами выветривания контрастного литогеохимического ореола, связанного с редкометальным месторождением в коре выветривания грейзенизированных мраморов.

Почвообразующий делювий и бурые лесные почвы на данном месторождении по минеральному составу близки к продуктам выветривания первичного литогеохимического ореола, характеризуются незакономерными вариациями содержания бериллия в разрезах, обусловленными в значительной мере неравномерностью распределения берилла и других концентраторов рассматриваемого элемента. В 6 н HCl растворимо в основном от 10 до 60 % всего бериллия. В количественном отношении растворимый бериллий коррелируется с «поглощенным магнем» или с подвижными формами P_2O_5 . По-видимому, он принадлежит преимущественно обменному комплексу глинистых минералов. Судя по отсутствию корреляции между растворимым бериллием и гумусом [32], последний не относится к его главным носителям. С учетом этого и результатов определения минеральных балансов (табл. 41) можно сделать вывод о том, что в делювии и почвенных горизонтах большая часть бериллия рассеяна в гидромусковите, каолините, монтмориллонитовых минералах и гетите. Роль берилла как носителя этого элемента

примерно соответствует той, которая определена для рассмотренных продуктов выветривания.

* * *

Итак, несмотря на обилие опубликованных минеральных балансов бериллия, закономерности вариаций количественного соотношения форм нахождения его в природе изучены слабо. Обусловлено это крайне неравномерным и не отвечающим задачам, определенным во введении, распределением фактического материала по природным образованиям. Основная масса корректных данных относится к гранитоидам с кларковым содержанием бериллия. По всем остальным природным образованиям материал представлен скупо и неполно. Судя по имеющимся данным, для бериллия наиболее характерны два состояния: рассеяния и средней концентрации. Состояние минимальной концентрации хотя и установлено, но о закономерностях его проявления пока говорить рано. Главный фактор, регулирующий степень концентрации бериллия в его собственных минералах — содержание этого элемента в горных породах и полезных ископаемых. Теоретически можно выделить три характерных граничных содержания: первое, соответствующее началу перехода из рассеянного состояния в среднеконцентрированное, т.е. концентрации заметных количеств бериллия в собственных минералах; второе, соответствующее равновесию между рассеянным и среднеконцентрированным состоянием (половина бериллия рассеяна в породообразующих минералах, а половина сконцентрирована в бериллиевых); третье, отвечающее завершению почти полного перехода бериллия в среднеконцентрированное состояние (сосредоточения его в собственных минералах). Абсолютное большинство определенных сейчас минеральных балансов приходится на содержание бериллия меньше первого граничного. Поэтому конкретные величины граничных содержаний могут быть пока определены лишь приблизительно и далеко не для всех ситуаций. Нужно иметь в виду, что граничные содержания зависят от минерального состава и генезиса природных образований. Наиболее благоприятны в этом отношении существенно кварцево-полевошпатовые образования. Здесь отмеченные граничные содержания минимальные. Так, в гранитоидах первое, второе и третье граничные содержания соответственно 0,001, 0,002, 0,006 %. При обилии в горных породах слюд и особенно таких минералов, как эпидот и амфиболы, эти величины повышаются. Так, в существенно слюдистых породах второе граничное содержание 0,003 %, а в породах типа амфиболитов даже первое, судя по имеющемуся минеральному балансу, >0,003 %. В корях выветривания, делювии и горных почвах минеральный баланс бериллия зависит от особенностей его в коренных породах. Если там часть бериллия сосредоточена в устойчивых бериллиевых минералах, то эта особенность отчасти наследуется.

3.2. ЗАВИСИМОСТЬ ХАРАКТЕРА МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ НИОБИЯ И ТАНТАЛА ОТ СУММАРНОГО СОДЕРЖАНИЯ ИХ В ПРИРОДНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ

Закономерности вариаций минеральных балансов тантала и особенно ниобия до наших исследований были изучены слабо. Рассмотрим наиболее корректные из имевшихся результатов с учетом установленной зависимости характера минеральных балансов этих элементов от их суммарного содержания в горных породах [35]. В гранитах, гранитных пегматитах (табл. 42) и гранитоидах повышенной основности (табл. 43) с суммарным содержанием ниобия и тантала $< 0,008\%$ оба элемента почти полностью находятся в порообразующих минералах [16, 68, 94]. Главные концентраторы их здесь обычно акцессорные минералы титана (см. табл. 42). Однако их роль как носителей рассматриваемых элементов мала. Сложнее ситуация со слюдами (табл. 42, 44). Коэффициенты концентрации ниобия и тантала в них нередко близки к 10. В слюдах иногда концентрируется основная масса ниобия и тантала, иногда эти элементы рассеяны по порообразующим минералам почти равномерно. Иными словами, ниобий и тантал в отмеченных породах находятся или в рассеянном, или в минимально концентрированном состоянии. К сожалению, материала для выявления условий проявления этих состояний пока недостаточно. При суммарном содержании $> 0,008\%$ неполные минеральные балансы, рассчитанные с учетом только порообразующих минералов, характеризуются пониженными суммами, достигающими 11—21 %. На примере тантала (см. табл. 44) было показано, что это результат значительной роли в минеральном балансе тантало-ниобиевых минералов. Судя по величине недостатков в суммах неполных минеральных балансов, отмеченные минералы становятся главными носителями ниобия и тантала при суммарном их содержании $> 0,014\%$. Литературные данные по щелочным породам, фрагментарные и преимущественно некорректные, все-таки дают основания считать, что суммарное содержание, при котором важными носителями ниобия и тантала становятся их собственные минералы, здесь выше, чем в гранитных пегматитах и гранитах (табл. 45). В метасоматитах, локализованных в связи со щелочным комплексом, при содержании тантала $> 0,0009\%$ он в основном находится в тантало-ниобиевых минералах (табл. 46).

Зависимость характера минеральных балансов ниобия и тантала от суммарного их содержания в горных породах впервые была установлена при изучении коры выветривания колумбитоносных пегматитов и пегматоидных гранитов, а также метасоматитов золоторудного проявления и кор их выветривания

Таблица 42

Минеральный баланс ниобия и тантала в биотитовых гранитах и гранитных пегматитах

Минерал	376/65*						А						Д					
	Ниобий			Тантал			Ниобий			Тантал			Ниобий			Тантал		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3		1	2	3	2	3	
Тит. магн. . .	0,08	1300	2	160	4	Н. о.	—	—	—	—	—	Н.о.	—	—	—	—	—	—
Кварц . . .	26	4	2	0,4	3	33	0	0	0	0	0	25	31	5	4	4	4	
Сфен . . .	0,03	1500	1	190	2	Н. о.	—	—	—	—	—	Н.о.	—	—	—	—	—	
Биотит . . .	10,5	480	88	25	82	6	740	57	34	30	10	470	28	25	10	10	2	
Плагноклаз	32	7	4	0,4	4	8	38	4	3,4	30	5	82	2	10	2	2	2	
КГПШ . . .	31	3	2	0,4	4	53	33	22				60	33	12	5	12	12	
В породе .	99,61	57	99	3,2	99	100	78	83	6,8	60	100	170	47	26	128			

* 376/65 — амазонитовый гранит, Сибирь [68]; А и Д — существенно микроклиновые гранит и пегматит, Алданский щит, Улканский массив [94]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание ниобия и тантала в породах и минералах, кроме тантало-ниобиевых — $\cdot 10^{-4}$ %, тантало-ниобиевых — мас.%; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица 43

Минеральный баланс ниобия и тантала в гранодиорите и плагнограните Малого Хингана [16]

Минерал	Гранодиорит						Плагногранит					
	Ниобий			Тантал			Ниобий			Тантал		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3	
Кварц . . .	25	7	6	1	3	25	21	25	2	31		
Амфибол . .	0,5	28	0	2	0	0	—	—	—	—	—	
Пироксен . .	1,5	21	1	2	0	0	—	—	—	—	—	
Биотит . . .	20	110	76	41	84	11	91	48	6	41		
Плагноклаз	47	7	11	2	10	62	7	21	0,8	31		
КГПШ . . .	5	14	2	3	2							
В породе .	99	29	96	9,8	99	98	21	94	1,6	103		

[35]. Первый из объектов характеризуется линейно-площадной корой выветривания гидрослюдисто-каолинового профиля. Местами имеется каолиновая зона [31]. Каолин-гидрослюдистая зона характеризуется каолинизацией плагноклазов и преобразованием мусковита в гидромусковит. В каолиновой зоне плагноклазов почти нет. Здесь интенсивно каолинизируются калиевые полевые шпаты. Каолинит преимущественно плохообразованный, местами с примесью метагаллуазита. Среди минералов ниобия и тантала резко преобладают принадлежащие к ряду

Таблица 44

Минеральный баланс ниобия и тантала в мусковитовых и двуслюдяных гранитах

Минерал	К*						Н						12/28, тантал		
	Ниобий			Тантал			Ниобий			Тантал			12/28, тантал		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3				
Кварц . . .	36	14	18	8	35		35	21	21	3	16	30	2,3	7	
Колумбит . .	Н. о.	—	—	—	—		Н. о.	—	—	—	—	0,0016	9	14	
Мусковит . .	6	200	43	53	39		8	140	32	37	45	7	66	46	
Биотит . . .	0	—	—	—	—		2	130	7	38	12	2	170	34	
Плагноклаз .												31	1,2	4	
	55	14	28	2	13		52	14	21	2	16	30	0,5	2	
КПШ . . .															
В породе . .	97	28	89	8,2	87		97	35	81	6,6	89	>100	10	107	

* К и Н — границы Малого Хингана, Дальний Восток [16]; 12/28 — пегматоидные граниты, Урал [31].

Таблица 45

Минеральный баланс ниобия и тантала в сиените и сиенит-пегматите Алданского щита [94]

Минерал	Сиенит						Сиенит-пегматит					
	Ниобий			Тантал			Ниобий			Тантал		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3	
Кварц . . .	8	0	0	0	0		0	—	—	—	—	
Астрофиллит	0	—	—	—	—		6	1700	68	970	71	
Амфибол . .	14	330	62	25	46		12	70	6	8	1	
Эгирин . . .	0	—	—	—	—		5	170	6	210	13	
Биотит . . .	2	700	19	36	9		1	91	1	21	0	
П. шп. . . .	76	12	12	3	30		65	25	11	6	5	
В породе . .	100	74	93	7,6	85		89	150	92	82	90	

Таблица 46

Минеральный баланс тантала в форстерит-апатит-магнетит-кальцитовый породе [47]

Минерал	1	2	3	Минерал	1	2	3
Пирротин . .	1	3	0	Гуммит	2	49	1
Магнетит . .	31	23	7	Кальцит . . .	36	2	1
У-пирохлор .	0,1	7	71	Апатит	14	1	0
Пирохлор . .	0,01	1,18	1	Форстерит . .	11	7	1
Гейкилит . .	0,4	820	3	Тетрафлогопит	4	13	1
Циркелит . .	0,1	1,39	14				
Бадделейт . .	0,13	1800	2				
				В породе . . .	99,74	98	102

колумбит — танталит, широко распространены, но встречаются, как правило, в незначительном количестве минералы ряда микролит — пироксид (преобладает микролит), более редок самарскит. Минералы ряда колумбит — танталит на 80—90 % сосредоточены в альбите и образующемся по нему каолините. Они представлены кристалликами и частицами неправильной формы, измеряемыми преимущественно десятими и сотыми долями миллиметра. Исследование на микроанализаторе JXA-5 (аналитик В. Г. Гмыря) показало, что эти образования состоят из зон и блоков разного химического состава. В коре выветривания пегматоидных гранитов вариации состава почти не выходят за рамки характерного для колумбита, преимущественно с соизмеримым содержанием железа и марганца. В корах выветривания пегматов большинство зон и блоков отвечает танталоколумбиту, а в отдельных случаях — ниоботанталиту и даже танталиту. Причем содержание железа и марганца также преимущественно соизмеримое. Из-за разной устойчивости в зоне гипергенеза зон и блоков разного химического состава частицы выветриваются неравномерно [31], становятся хрупкими.

Минеральный баланс ниобия и тантала определен в 18 пробах. При этом все частицы тантало-ниобиевых минералов крупностью больше 50 мкм выделялись в общие концентраты, в которых резко преобладали колумбит или танталоколумбит. Микровключения меньшего размера, хотя бы отчасти вскрывшиеся при обработке проб, учитывались подсчетом под микроскопом. Ниже приведены шесть наиболее характерных определений. Кора выветривания пегматоидных гранитов (табл. 47) представлена тремя пробами: 15 — верхи каолин-гидрослюдистой зоны, 4/24 — низы каолиновой зоны, 14 — верхи ее. Кора выветривания пегматов (табл. 48 и см. табл. 7) представлена тремя пробами: Г-1 — каолин-гидрослюдистая зона, МК-2 и Г-2 — каолиновая. Установлено, что минералы ряда колумбит — танталит относятся к важнейшим носителям ниобия и тантала, но их роль в этом варьирует. В коре выветривания пегматоидных гранитов на первом месте находятся слоистые силикаты, а в корах выветривания пегматов — танталоколумбит.

Метасоматиты золоторудного проявления [115, 117] и продукты их выветривания кратко охарактеризованы в следующем разделе. Содержание ниобия в них 0,0006—0,0016 %, тантал не обнаружен. Минеральный баланс ниобия определен в пяти пробах (табл. 49). Одна (191) из зоны дезинтеграции, две (3 и 214) из каолин-гидрослюдистой и две (178 и 158) из каолиновой. По полученным данным, ниобий концентрируется в минералах титана, а также в сидерите, гетите и пирите, но главные его носители — слоистые силикаты. В пробах 191 и 3, где процессы выветривания проявились относительно слабо, главные носители ниобия — слюды и гидрослюды. По мере развития каолинизации роль этих минералов снижается. Коэффициент

Таблица 47

Минеральный баланс нюбия и тантала в коре выветривания пегматонидных гранитов

Минерал	14						15						4-24, тантал		
	Нюбий			Тантал			Нюбий			Тантал					
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3		1	2	3
Кварц	39	21	8	3	8		35	21	9	8	16		35	2,2	9
Колумбит	0,0045	55	25	8,8	26		0,0055	59	39	16	49		0,0017	9	19
Мусковит	5	310	56	33	40		8	350	33	26	12		2	31	8
Гидромуск.	13						6		13	6	9		13	13	21
Каолинит	31	21	7	7	14		21	40					20	12	29
Альбит	3		1	2	1		15		2	6	10		3	1,9	1
КПШ	7						14	7					27	1,0	3
В породе	>98	100	97	15	89		>99	84	96	18	96		>100	8,2	90

Таблица 48

Минеральный баланс нюбия и тантала в коре выветривания пегматитов

Минерал	Г-1						МК-2								
	Нюбий			Тантал			Нюбий			Тантал					
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3		2	3	
Кварц	14	5	1	7	1		39	11	4	10			10	11	
Танталоколумбит и ко- лумбит	0,029	39	81	32	93		0,009	51	38	15			15	40	
Мусковит	5	200	7	71	4		10	240	32	52			52	24	
Гидромуск.	5	200	7	87	4		6		19	12			12	13	
Каолинит	16	21	2	29	5		37	63	0	—			—	—	
Альбит	20	14	2	15	3		0	—	7	8			8	2	
КПШ	39	3	1	6	2		7		0						
В породе	>99	140	101	100	112		>99	120	93	34			34	90	

Таблица 49

Минеральный баланс ниобия в коре выветривания метасоматитов

Минерал	191			3			214			178			158		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	6	20	10	0,2	60	1	0	—	—	0	—	0	—	—	—
Ильменит . .	0	—	—	0,3	42	1	0	—	—	0,5	120	4	0	—	—
Кварц . . .	34	7	20	38	3	8	45	0	0	14	3	3	37	2	8
Рутил . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0,02	420	1	—	—	14*
Гетит . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0,4	22	1	3	28	9
Сидерит . . .	0	—	—	0,5	32	1	3	94	31	0	—	—	0	—	—
Тальк . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—	7	7	5
Хлорит . . .	2	34	6	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Мусковит . .	22	13	24	5	53	18	3	13	7	0	—	—	1	24	3
Биотит . . .	13	12	13	7	8	4	2			9	19	11	0	—	—
Гидрослюда .	14	22	26	32	34	73	21	22	51	20	34	43	18	18	36
Монтмор. . .	8	0	0	0	—	—	0	—	—	15	29	27	0	—	—
Каолинит . .	0	—	—	17	0	0	25	5	14	40	0	0	33	6	22
В породе . .	99	12	99	100	15	106	99	9	103	>98	16	90	99	9	77

* Смесь рутила, лейкоксена, циркона.

Таблица 50

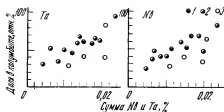
Минеральный баланс золота в магматических породах и метасоматите

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькопирит .	0	—	—	0	—	—	0,02	2700	8	0	—	—
Магнетит . . .	0,02	3,6	0	0,24	62	4	3,4	15	8	3,1	20	11
Кварц	21	2,4	20	15	3,1	12	9,7	3,6	5	0	—	—
Апатит	0,5	1,2	0	0,5	25	3	Н. о.	—	—	1,9	11	4
Сфен	Н. о.	—	—	1,4	50	18	Н. о.	—	—	Н.о.	—	—
Эпидот	1,2	2,7	1	0,3	19	2	0	—	—	0	—	—
Амфиболы . . .	9	1,2	4	0,1	2,9	0	4,3	Н. о.	—	68	5,2	60
Бронзит	0	—	—	0	—	—	5,7	23	20	0	—	—
Авгит	0	—	—	0	—	—	13	8,3	16	0	—	—
Биотит	13	6,4	33	11	7,5	22	10	12	18	0	—	—
Плагноклаз . .	45	1,9	34	53	1,1	15	53	1,9	15	27	3,0	14
Микроклин . . .	11	0,8	4	18	2,5	12	0	—	—	0	—	—
В породе . . .	100,72	2,5	96,1	99,54	3,8	88	99,12	6,7	90	100	5,9	89

* А — гранит амфибол-биотитовый из Верхнеисетского массива, Урал [19]; Б — гранодиорит из Шарташского массива, Урал [76]; В, Г — лейкогаббро и метасоматит из Северного Казахстана [129]. Здесь и далее: Г — содержание минералов в пробе, мас.%; 2 — содержание золота в минералах и пробе, л. · 10⁻⁷ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Рис. 5. Зависимость роли минералов ряда колумбит — танталит как носителей тантала и ниобия от суммарного содержания этих элементов в корях выветривания пегматонидных гранитов и гранитных пегматитов.

1 — зона дезинтеграции; 2 — каолин-гидрослюдистая зона; 3 — каолиновая зона.



концентрации ниобия в каолините меньше 1,0, но роль его как носителя этого элемента существенна.

Полученный материал показал, что если обычно минеральный баланс в наибольшей степени зависит от общего содержания интересующего элемента в исследованных пробах, то в нашем случае главным фактором оказалось суммарное содержание ниобия и тантала (рис. 5). Это видно, в частности, по результатам определения корреляционных зависимостей в выборке 12 проб из зон дезинтеграции и каолин-гидрослюдистой коры выветривания гранитоидов (в каолиновой зоне зависимости, унаследованные от коренных пород, сильно нарушены). Коэффициенты линейной корреляции относительного количества тантала, сосредоточенного в минералах ряда колумбит — танталит с содержанием в пробах тантала, ниобия и их суммы, положительные и соответственно равны 0,76; 0,71; 0,91. Коэффициенты линейной корреляции относительного количества ниобия, сосредоточенного в тех же минералах, с содержанием ниобия и суммы ниобия и тантала, соответственно, 0,80 и 0,86. Отмеченное понятие, поскольку ниобий и тантал близки в химическом и кристаллохимическом отношении, образуют несколько общих рядов минералов переменного состава, легко замещают друг друга изоморфно. В зонах дезинтеграции и каолин-гидрослюдистой коры выветривания гранитоидов при суммарном содержании ниобия и тантала 0,005 % существенную роль в минеральном балансе начинают играть тантало-ниобиевые минералы. В данном случае этим знаменуется переход ниобия преимущественно сразу в максимально концентрированное, иногда в среднеконцентрированное состояние, а тантала — в среднеконцентрированное. Соизмеримость масс этих элементов, рассеянных и сконцентрированных, достигается в среднем при суммарном содержании ниобия и тантала около 0,014 %. А завершается переход в концентрированное состояние при суммарном содержании около 0,025 %. Установленная зависимость, по-видимому, характерна, по меньшей мере, для части коренных гранитоидов. Этому не противоречит и совокупность приводившихся в литературе данных [16, 31, 47, 68, 94, 171].

Прослеживается также влияние генезиса и конкретного минерального состава породы на минеральный баланс ниобия и

тантала. Так, в каолиновой зоне коры выветривания гранитоидов роль минералов ряда колумбит — танталит в минеральном балансе снижается (см. рис. 5). В коре выветривания метасоматитов, так же как в гранитоидах с околоскарповым содержанием ниобия и тантала, ниобий практически полностью рассеян в породообразующих минералах. Причем и здесь, среди эндогенных минералов, первостепенная роль принадлежит слюдам. При относительно неглубоком выветривании роль слюд наследуется гидрослюдами. Но начиная со средней части каолин-гидрослюдистой зоны и выше, 25—50 % ниобия входит в состав каолиновых и монтмориллонитовых минералов. Коэффициенты концентрации в монтмориллоните 1,8, в каолиновых минералах 0—0,7.

* * *

Итак, в наибольшей степени характер минеральных балансов ниобия и тантала зависит от суммарного содержания этих элементов в выветривающихся горных породах. В гранитных пегматитах и гранитах намечается три границы их суммарного содержания: 0,005—0,008; 0,014 и 0,025 %. Ниже первой ниобий и тантал рассеяны в породообразующих минералах; выше — важными носителями их становятся тантало-ниобиевые минералы. Выше второй границы последние становятся главными носителями ниобия и тантала, а выше третьей — почти единственными. В верхних частях кор выветривания гранитов и гранитных пегматитов пограничное суммарное содержание несколько выше. Конкретная его величина зависит от степени разрушения минералов ниобия и тантала. В гранитоидах повышенной щелочности отмеченные границы, очевидно, тоже сдвинуты в сторону более высокого суммарного содержания рассматриваемых элементов. Остальные образования либо не изучены, либо изучены недостаточно для уверенных выводов о положении рассмотренных границ.

3.3. СПЕЦИФИКА МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТА

Для благородных металлов характерны низкие содержания в горных породах и рудах и, вместе с тем, тенденция к образованию собственных минералов, представленных в основном микровключениями. Одно из следствий этого заключается в том, что характер минеральных балансов определяется в значительной мере закономерностями распределения этих микровключений. Отсюда и трудности определения минеральных балансов, и зависимость получаемых результатов от методики исследования, сложности с интерпретацией получаемых данных.

Большинство литературных данных о минеральных балан-

сах золота некорректно либо ввиду отсутствия прямых определений его содержания в исследованных пробах и таких важных носителях, как сульфиды, либо из-за недостаточного качества анализов. Так, правильно рассчитанные по литературным данным суммы минеральных балансов золота в некоторых случаях превышают 300 %. Рассмотрим результаты наиболее надежных определений. В метеорите Акапулько из Мексики [168], имеющем хондритовый состав и ахондритовую текстуру, золото почти полностью находится в металлических фазах. Состав метеорита, мас. %: силикатные составляющие 70, металлические фазы 23, остальное — хромит, троилит, фосфаты. Содержание золота ($n \cdot 10^{-7} \%$): в метеорите 260, в силикатных составляющих 9,5, в металлических 1090. Баланс, отн. %: силикаты 3, металлические фазы 94, сумма 97. Эпизодические корректные результаты изучения земных горных пород с кларковым содержанием золота (табл. 50) показывают, что важнейшие концентраторы его здесь — рудные минералы. Роль их в качестве носителей золота, вероятно, становится заметной при содержании золота в породе около $5 \cdot 10^{-7} \%$. Однако цифра эта требует уточнения. Основная же масса золота рассеяна в пороодообразующих минералах.

Попытка А. Ф. Коробейникова [67] определить минеральные балансы золота в скарновых и железных рудах с повышенным его содержанием оказалась неудачной. Из-за отсутствия результатов непосредственных определений содержания золота в исходных пробах минеральные балансы оказались некорректными. Таким образом; приводимые нами данные хотя и небезупречны, но остаются пока единственными корректными для горных пород с повышенным содержанием золота. Наши исследования [38, 39] проведены на полигенном проявлении, локализованном в зоне долгоживущего разлома, разделяющего салический и фемический блоки земной коры [115, 117]. Вмещающие породы представлены полиым разрезом метаморфизованных «немых» морских отложений; снизу мраморы, затем мергели, превращенные в карбонатно-слюдистые сланцы, выше тонкополосчатые сланцы, нередко углеродистые, еще выше породы с тиевыми текстурами переслаивающихся глинистых сланцев и тонкозернистых песчаников. Для средней части стратиграфического разреза характерно наличие небольших тел метаморфизованных туфов основного состава, а для верхней — чередование терригенных и вулканогенных пород с мелкими телами оталькованных и серпентинизированных ультрабазитов. Установлено пять главных этапов формирования проявления [115, 117]. Первый (0—D₁) — образование и диагенез морских осадков со слабозолотоносным пиритом, а также гарцбургитов, пироксенитов, габбронитов и вулканитов основного состава. Во второй этап образовалась крупная синклиальная структура. Ее образование сопровождалось зеленокаменным метаморфиз-

мом (кварцево-серицитовые; кварцево-серицит-хлоритовые породы с пиритом). Третий этап — становление гранитоидов гоналит-гранодиоритовой формации и даек основного состава. С ним связано формирование кварцевых жил с березит-лиственидами. Четвертый этап характеризуется мощным приразломным метаморфизмом в связи с воздействием мантийных растворов. Пятый этап ($Mz - Kz$) характеризуется интенсивным развитием линейно-площадной коры выветривания, по крайней мере, двух разновидностей. В западной части месторождения она находится в коренном залегании, в восточной — просажена в карстовую депрессию и перекрыта озерно-болотными отложениями, в значительной мере мезозойскими. На современный облик проявления и вещественный состав слагающих его горных пород максимальное влияние оказали два последних этапа [115, 117]. В центральной части среди коренных пород преобладают метасоматиты биотит-хлоритовой и хлорит-серицитовой субфаций с пиритом. Метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации с пирротином развиты преимущественно в средних частях и на периферии литогеохимического ореола. Охарактеризуем кратко главные из этих горных пород. Кварцево-серицитовые и существенно серицитовые сланцы, часто содержащие пирит, иногда альбит, образовались преимущественно по терригенным породам во второй этап формирования проявления. В неизменном виде встречаются редко. Чаще в той или иной мере биотитизированы на четвертом этапе, например, пробы 544, 570 (табл. 51). Кварцево-серицит-хлорит-биотитовые сланцы представлены по меньшей мере двумя разновидностями, которые не всегда четко различимы. Первая образуется в результате метаморфизма зеленосланцевой фации на втором этапе преимущественно по туфопесчаникам и туфосланцам. Нередко содержит пирит. Пример этой разновидности, несколько измененной в зоне дезинтеграции, — проба 1 (см. табл. 53). Вторая разновидность образовалась на четвертом этапе в результате глубокой биотитизации кварцево-серицитовых и серицитовых сланцев. Для нее характерно наличие пиротина. Из детально исследованных к этой разновидности наиболее близка проба 544 (см. табл. 51). Кварцево-биотитовые породы, нередко содержащие пирит, иногда амфиболы, альбит-олигоклаз и эпидот, образуются преимущественно по эффузивам основного состава, а также по кварцево-серицитовым и кварцево-серицит-хлоритовым породам четвертой стадии формирования объекта. Пример — пробы 571 и 561А (табл. 52). Биотит амфиболовые, плагиоклаз-амфиболовые породы, нередко с пирротином, образовались преимущественно на четвертом этапе по вулканитам основного состава. В этом случае амфибол представлен синезеленой роговой обманкой. Пример — проба 535 (см. табл. 52). Из менее значительных по массе образований отметим кварцевые жилы всех этапов.

Таблица 51

Минеральный баланс золота в первичном литогеохимическом ореоле, локализованном в существенно терригенных породах

Минерал	570			2			544		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит	5,2	1900	71	0,85	3000	21	9,4	10300	54
Пирротин	0	—	—	0	—	—	0,2	43000	5
Кварц	44	14	4	36	100	30	18*	530	5
Кальцит	0	—	—	0	—	—	5	1000	3
Мусковит	30	51	11	26	44	10	50	450	13
Биотит	20	49	7	36	140	42	17	1600	15
Хлорит	0	—	—	1	Н. о.	—	0	—	—
В породе	99,2	140	93	99,85	120	103	99,6	1800	95

* Механическая смесь кварца и кислого плагиоклаза в соотношении 5 : 4.

Таблица 52

Минеральный баланс золота в первичном литогеохимическом ореоле, локализованном в основных вулканогенных породах (пробы 535, 571, 561А) и в кварцевой жиле (проба 561Б)

Минерал	535			571			561А			561Б		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит	0	—	—	10	7300	61	11	7100	60	14	7600	82
Халькопирит	0,1	10 000	7	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Пирротин	2,3	1000	16	0	—	—	1,2	1400	1	0,7*	620	0
Кварц	7	310	16	7	43	0	0	—	—	60	11	1
Кальцит	3	890	19	5	0	0	16	100	1	11	1700	14
Амфибол	61	40	17	10	120	1	5	580	2	8	580	4
Биотит	0	—	—	63	680	36	32	990	24	0,3	Н. о.	—
Хлорит	5	140	5	5	290	1	8	190	1	0,4	Н. о.	—
Плагиоклаз	22	100	16	0	—	—	26	440	9	5	Н. о.	—
В породе	100,4	140	96	100	1200	99	99,2	1300	98	99,4	1300	101

* Смесь пирротина с магнетитом.

Кора выветривания в западной части месторождения представлена в основном зоной дезинтеграции (табл. 53), в меньшей степени — гидрослюдистой зеленоватой и сероватой окраски (табл. 54, проба 3). Сульфиды здесь растворяются, очевидно, в результате образования сульфатов. Освободившееся железо частично осаждается в виде сидерита. На дифрактограммах классов мельче 30 мкм видны практически обычные наборы рефлексов слюд (очевидно, степень выветрелости их пре-

Таблица 53

Минеральный баланс золота в зоне дезинтеграции коры выветривания

Минерал	1			191			193		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	9	10100	56	6	13200	77	10,5	9500	42
Кварц . . .	18	171	2	34	250	8	5	0	0
Сидерит . .	2	0	0	0	—	—	0	—	—
Мусковит . .	15	780	7	22	65	1	1	Н. о.	—
Биотит . . .	17	510	5	13	480	6	50	750	16
Хлорит . . .	3	788	1	2	Н. о.	—	3	Н. о.	—
Гидрослюда .	30	716	13	14	202	3	17	1100	8
Каолинит . .	6	3900	14	0	—	—	7	5400	16
Монтмор. . .	0	—	—	8	168	1	6	4500	11
В породе . .	100	1630	98	99	1030	96	99,5	2400	93

Таблица 54

Минеральный баланс золота в зеленовато-серой (проба 3) и буроватой частях каолинит-гидрослюдистой зоны коры выветривания

Минерал	3			169			214		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Самородное золото . . .	—	—	—	—	—	20	—	—	8
Пирит	0,3	18 000	16	0	—	—	—	—	—
Кварц	38	250	29	57	34	18	45	2,0	21
Ильменит . . .	0,2	11 000	7	0	—	—	0	—	—
Гетит	0	—	—	0,5	140	1	0	—	—
Сидерит	0,5	84	0	0	—	—	3	29	21
Серицит	5	100	2	1,2	68	1	0	—	—
Биотит	7	34	1	0	—	—	0	—	—
Гидрослюда . .	32	190	18	27	230	56	26	7,9	49
Каолинит . . .	17	350	18	14	0	0	25	0	0
В породе . . .	100,0	330	91	99,7	110	96	99	4,2	99

Примечание. Количественное соотношение гидромусковита и гидробиотита в пробах 3 и 214 соответственно 3 : 1 и 2 : 1. В пробе 169 присутствует гидромусковит.

имущественно несущественная). Наборы рефлексов каолинита довольно полные, но не позволяющие определить степень упорядоченности этого минерала из-за наложения рефлексов других минералов. Встречаются рефлексы монтмориллонитовых минералов. В электронный микроскоп видны листочки с неровными краями и даже комочки, что свидетельствует о невысокой степени окристаллизованности и, вероятно, упорядоченности каолинита. В восточной части коры выветривания представлена продуктами каолинит-гидрослюдистой (местами с монтморил-

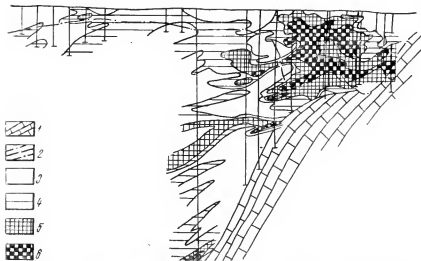


Рис. 6. Форма литогеохимического ореола золота в коренных породах и коре выветривания.

1 — мраморы; 2 — нижняя граница коры выветривания; 3—6 — литогеохимический ореол золота в вулканогенно-терригенной толще и продуктах ее выветривания. Густота штриховки нарастает с увеличением средневзвешенного содержания золота.

лонитом) и существенно каолинитовой зон (табл. 54, 55). Каолинит здесь значительно лучше окристаллизован. Резко преобладают листочки от имеющих неправильную форму до удлинённых шестигранников. Степень упорядоченности кристаллической структуры средняя. Среди гидрослюдов преобладает гидромусковит. Для участков с гидроблотнотом характерно наличие монтмориллонитовых минералов. Очевидно, это продукты выветривания метасоматитов по основным вулканогенным породам. Гетит образует преимущественно комочки охры, размером не больше десятых долей миллиметра. Значительно меньше псевдоморфоз по пириту и округлым образованиям сидерита (учтены лишь частицы крупнее 30 мкм). Местами частично сохраняется сидерит.

Сложность генезиса проявления отражается на морфологии литогеохимического ореола золота (рис. 6), особенно в той его части, которая находится в продуктах выветривания, просаженных в карстовую депрессию. Тем не менее видно, что в коре выветривания литогеохимический ореол остаточный, хотя и деформированный при просадках. Коэффициент концентрации золота в коре выветривания около 1,2, примерно соответствующий пассивному накоплению этого элемента за счет превышения выноса вещества над приносом при выветривании.

Пробы, предназначенные для исследования, измельчались

Таблица 55

Минеральный баланс золота в каолиновой зоне

Минерал	178			158		
	1	2	3	1	2	3
Самородное золото . . .	—	—	3	—	—	24
Кварц	14	5	4	37	164	4
Гетит	0,4	180	4	3	3300	7
Турмалин . . .	0,7	0	0	0	—	—
Тальк	0	—	—	7	1700	9
Биотит	9	43	22	0	—	—
Гидрослюда * .	20	37	41	19	3700	52
Каолинит	40	4	9	33	162	4
Монтмор.	15	19	16	0	—	—
В породе	99,1	18	99	99	1350	100

* Гидрослюда в пробе 178 — гидробнотит, в пробе 158 — гидромусковит.

Таблица 56

Минеральный баланс золота в двух парагенезисах пробы 570

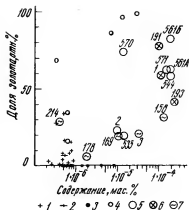
Минерал	Ранний парагенезис			Поздний парагенезис		
	1	2	3	1	2	3
Пирит	0,7	900	17	18	2000	84
Кварц	58	14	21	4	Н. о.	—
Мусковит	41	51	55	—	—	—
Биотит	—	—	—	78	49	9
Всего	99,7	38	93	100	430	93

в основном до крупности — 0,2 мм, реже — 0,5 мм. Схема исследования соответствует охарактеризованной в предыдущих разделах.

В первичном литогеохимическом ореоле золота обнаружено во всех важнейших минералах. Главные минералы-концентраты его, в соответствии с литературными данными [17, 113, 114, 166], — сульфиды. В сульфидах, кварце, кальците обнаружены микровключения самородного золота размером преимущественно 1—10 мкм; пробностью 910—945 и 870—900 с содержанием серебра 5—9 и 10—13 % и такие же микровключения золотосодержащих теллуридов [91]. Судя по косвенным данным (уменьшение содержания золота при измельчении минералов, данные рационального анализа), микровключения — важная, если не главная, форма нахождения этого металла в минералах-носителях. В просаженной в карстовую полость буровой коры выветривания (восточная часть проявления) об-

Рис. 7. Зависимость доли золота в рудных и акцессорных минералах от содержания его в горных породах.

1—4 — по литературным данным [19, 76, 65—67, 96, 129, 142]: 1 — гранитонды, 2 — гнейс, 3 — скарны, 4 — прочие метасоматиты и железные руды; 5—7 по нашим данным: 5 — коренные метасоматиты, 6 — зона дезинтеграции, 7 — глинистая зона коры выветривания. Номера проб соответствуют приведенным в тексте и таблицах.



наружены экзогенные пористые частицы самородного золота, образующиеся преимущественно в результате «слипания» микрочастиц, высвобождающихся при растворении пирита и карбонатов, а отчасти из образующихся вновь за счет золотосодержащих теллуридов [91]. У некоторых частиц есть признаки начинающегося уплотнения. На срезах видны плотное ядро и две пористые зоны. Во внешней зоне поры соизмеримы со слипшимися микрочастицами, в средней они мельче, а в ядре под микроскопом не видны. Лишь необычно низкие суммы содержания главных компонентов, по данным микроанализа (91,4—97 %), свидетельствуют об ультрамикropористости. Поры часто выполнены гидроксидами железа или другими экзогенными минералами.

Минеральный баланс определен в семи пробах из первичного литогеохимического ореола (см. табл. 51, 52), представленных метасоматитами по терригенным и основным вулканогенным породам, а также кварцевыми прожилками. Все частицы самородного золота в этих пробах не превышали 30 мкм, поэтому рассматривались как одна из форм нахождения золота в минералах-носителях. Установлена прямая зависимость между содержанием этого элемента в пробах и относительным количеством его, сконцентрированным в рудных минералах, в основном в пирите (рис. 7). По литературным же данным, такая зависимость почти не прослеживалась, очевидно, в результате некорректности большей части литературных сведений о минеральных балансах золота. По нашим материалам, в наибольшей степени отклоняются от усредненных данных результаты исследования пробы 570. Здесь относительное количество золота, находящегося в пирите, вдвое больше, чем следует из отмеченной зависимости. Попробуем на этом примере разобраться в причинах подобных отклонений. Изученный метасоматит представлен двумя главными парагенезисами минералов. Ранний

парагенезис, образовавшийся во второй этап формирования проявления, представлен основной массой кварца и мусковита. Сюда же относим реликты тонкокристаллического пирита, заключенные преимущественно в кварце. Не исключено, что они относятся даже не ко второму, а к первому этапу. Поздний парагенезис четвертого этапа формирования проявления представлен биотитом, сравнительно крупными метакристаллами пирита, незначительным количеством кварца и наиболее крупночешуйчатого мусковита. Приблизительный расчет (табл. 56) показал, что часть породы раннего парагенезиса характеризуется довольно низким содержанием золота и соответствующим относительно небольшим количеством этого металла, сконцентрированным в пирите. В веществе, представляющем поздний парагенезис, содержание золота на порядок выше, кроме того и содержание пирита здесь резко повышенное по сравнению с обычно наблюдаемым в метасоматитах изученного проявления. Как следствие — почти все золото здесь сконцентрировано в пирите. Причем $\frac{3}{4}$ всего золота породы здесь приходится на вещество позднего парагенезиса. Рассмотренный пример показывает, что причины отклонений характера минеральных балансов от преобладающих тенденций заключаются прежде всего в особенностях генезиса и минерального состава исследуемой горной породы, особенно в наложении эпигенетических процессов, приводящих к образованию относительно небольшой массы вещества, резко обогащенного интересующим элементом. Судя по отмеченной зависимости, в коренных горных породах с содержанием золота больше $8 \cdot 10^{-5} \%$ в среднем больше половины его должно быть сосредоточено в рудных минералах. При меньшем содержании преобладает золото, рассеянное в породообразующих минералах.

Результаты фазового растворения даже для одной и той же пробы разные. Они зависят от степени измельчения материала, растворителей и способов их применения. Но при крупности материала мельче 0,2 мм и комбинации цианирования с амальгированием количество перешедшего в раствор золота всегда больше того, которое сосредоточено в сульфидах по минеральному балансу. Полученные данные дают основания для вывода о том, что при общем содержании золота $\geq 5 \cdot 10^{-5} \%$ минеральный баланс отражает в основном распределение по главным минералам горной породы микровключений самородного золота и золотосодержащих теллуридов. При изучении кор выветривания на объекте не удалось преодолеть всех трудностей, связанных с низким содержанием золота и сосредоточением большей его части в материале мельче 10 мкм. Поиски путей преодоления подобных трудностей привели впоследствии к разработке способа определения минерального состава шламов, описанного в первой главе, к представлению о развернутом минеральном балансе и ряду других нововведений. Но в период опи-

сываемых исследований золото тонких классов было отнесено в соответствии с особенностями его распределения на счет преобладающих тонкодисперсных минералов. Золото, приходящее по минеральному балансу на глинистые минералы, очевидно, в значительной мере представлено микрочастицами самородного золота.

Минеральный баланс золота определен в продуктах выветривания существенно слюдистых метасоматитов. Установлено, что в зоне дезинтеграции коры выветривания число минералов-носителей этого элемента увеличивается за счет экзогенных силикатов. Количество золота, сосредоточенного в пирите, здесь несколько меньше, чем в коренных породах (см. рис. 7). Причина — повышенная концентрация его в наиболее тонкодисперсном материале. При расчете эта часть отнесена на каолинит, монтмориллонит и наиболее тонкодисперсные гидрослюды. Рассмотрим этот момент подробнее на примере пробы 193 (см. табл. 53), где отмеченная разница максимальная. Содержание золота в классах естественной крупности больше 50, 30—50, 10—30 и меньше 10 мкм соответственно ($n \cdot 10^{-5} \%$ 27, 11, 22, 33).

Таким образом, концентрация его максимальная в самом крупном и самом тонком классах. В первом случае это связано с концентрацией пирита. Обратим внимание на то обстоятельство, что преобладающая естественная крупность микровключений самородного золота в пирите и других минералах как раз мельче 10 мкм. Таким образом, можно предположить, что концентрация золота в самом тонком классе связана с накоплением здесь отмеченных микровключений, высвободившихся из выветривающихся эндогенных минералов, особенно из растворяющегося пирита. Этот момент косвенно подтверждается результатами изучения продуктов более глубокого выветривания. В зеленовато-серой части каолинит-гидрослюдистой зоны (западная часть проявления), там, где частично сохранился пирит, минеральный баланс золота и его распределение по классам естественной крупности практически аналогичны описанным (см. табл. 54, проба 3).

Положение принципиально меняется в каолинит-гидрослюдистой и каолинитовой зонах буровой коры выветривания, просаженной в карстовую депрессию в восточной части проявления. Процесс укрупнения самородного золота здесь настолько развит, что привел к качественно новой ситуации — достижению некоторыми частицами этого минерала таких размеров, при которых они должны учитываться в минеральных балансах как самостоятельные носители золота. Следовательно, здесь возникает необходимость установления границы между частицами самородного золота, учитываемыми самостоятельно и в качестве одной из форм нахождения золота в других минералах. Эта граница была установлена по крупности 20 мкм, т. е. по той

крупности, которая разграничивает частицы, уходящие в шламы, и частицы в более крупных продуктах разделения проб.

При таком положении границы относительное количество золота, сконцентрированное в учитываемых частицах самородного золота и гидроксидов железа, примерно вдвое меньше, чем в сульфидах коренных метасоматитов при аналогичном содержании этого элемента (см. рис. 7 и табл. 54, 55); к главным носителям золота по расчету относятся гидрослюда. Это результат того, что при разделении проб из существенно глинистых зон коры выветривания золото накапливается не в самых тонких классах естественной крупности (как в зоне дезинтеграции), а в одном из средних (5—30 мкм), сложенных в основном гидрослюдами. Часть его находится здесь в виде пористых микрочастиц самородного золота, в том числе и свободных. Но определить ее количественно не удалось. Лишь для пробы 158 проведен приблизительный расчет. Здесь наиболее вероятное среднее содержание золота ($n \cdot 10^{-7} \%$) в каолините, гидромусковите и тонкодисперсном гетите, соответственно, 0; 1300—2300; 2300. Если это соответствует действительности, то больше 50 % золота в пробе (а не 24 % по минеральному балансу) находится здесь в самородном состоянии, т. е. уровень концентрации золота здесь примерно тот же, который наблюдается при аналогичном содержании в коренных метасоматитах.

При амальгамировании и цианировании проб крупностью мельче 0,2 мм, содержащих $>5 \cdot 10^{-5} \%$ золота, общее количество этого элемента, перешедшее в раствор, всегда больше того, которое по минеральному балансу приходится на частицы самородного золота крупностью >20 мкм и сульфиды (в неокисленных породах).

* * *

Итак, на примере золота видно, что общие закономерности вариаций минеральных балансов распространяются и на благородные элементы. Однако характер их проявления здесь резко осложняется тем, что даже при низком содержании этих элементов последние проявляют ярко выраженную тенденцию к образованию микровключений собственных минералов. Еще одна особенность — стремление к концентрированному состоянию даже при низком содержании в горных породах. Так, для золота, судя по немногочисленным пока корректным определениям, в полном смысле рассеянное состояние наблюдается только при содержании $<5 \cdot 10^{-7} \%$. Уже при содержании несколько большем замечен процесс концентрации этого элемента в рудных и некоторых других акцессорных минералах. В существенно пирит-кварцево-слюдистых метасоматитах сопоставимость между относительным количеством рассеянного и сконцентрированного в сульфидах золота достигается при общем содержа-

нии этого элемента $(3-5) \cdot 10^{-5} \%$. При таком и большем содержании, по крайней мере, часть его образует микрочастицы самородного золота и золотосодержащих теллуридов. Иными словами, здесь как бы переплетаются два очевидных состояния: рассеяния и минимальной концентрации с двумя скрытыми состояниями: средней и максимальной концентрации. Судя по выявленной зависимости, практически полное сосредоточение золота в сульфидах подобных метасоматитов можно ожидать при общем содержании его $(5-8) \cdot 10^{-4} \%$. Необходимо, однако, заметить, что увеличение содержания сульфидов в породе должно приводить к снижению отмеченных уровней содержания золота.

Зависимость характера минеральных балансов золота от генезиса природных образований наиболее ярко видна при сопоставлении коренных метасоматитов с продуктами их выветривания. При выветривании тенденция к нахождению золота в состоянии максимальной концентрации переходит из скрытой формы в открытую. Однако получение исчерпывающих данных о минеральных балансах золота в подобных продуктах выветривания сталкивается с трудностями учета микрочастиц самородного золота, содержание которых очень низкое. Пока их до конца преодолеть не удалось. Есть основания считать, что в приводимых данных роль самородного золота заметно занижена за счет завышения роли гидрослюд как носителей рассматриваемого элемента.

Приведенные материалы иллюстрируют влияние генезиса природных образований на информативность получаемых данных. В коренных метасоматитах и зоне их дезинтеграции микровключений самородного золота малы и учитываются лишь совместно с другими формами нахождения золота в минералах-носителях. В каолинит-гидрослюдистых и существенно каолинитовых зонах кор выветривания микрочастицы самородного золота укрупняются настолько, что часть их попадает в классы крупнее 30 мкм. Эту часть приходится учитывать самостоятельно. Другая часть при разделении проб водой попадает в существенно гидрослюдистые классы и условно учитывается вместе с формами нахождения золота в гидрослюдах. Отмеченное, очевидно, главная причина парадоксального положения, заключающегося в том, что выветривание приводит к переходу золота в более концентрированное состояние, а до минеральным балансам оно ведет к увеличению доли его рассеянного состояния. Действительно, мы видим высвобождение и укрупнение микрочастиц самородного золота, видим захват ими и того, которое прошло стадию химического высвобождения из каких-то других форм. И вместе с тем относительное количество золота в самостоятельно учитываемых при определении минеральных балансов частицах самородного золота и гетита оказывается меньшим, чем то, которое находится в сульфидах метасоматитов.

ВЫВОДЫ

При кажущемся обилии данных о минеральных балансах некоторых элементов, например бериллия, о закономерностях вариаций этих балансов пока известно мало. Обусловлено это крайне неравномерным и нерациональным распределением имеющихся данных, основная масса которых приходится на гранитоиды с кларковым содержанием элементов. Тем не менее очевидно, что характер минеральных балансов определяется особенностями самого химического элемента, его содержанием, а также минеральным составом и генезисом природных образований. Сейчас очевидно, что есть химические элементы с относительно простой картиной вариаций количественного соотношения форм нахождения в природных образованиях. Пример — бериллий. Почти вся картина его минеральных балансов укладывается в «противоборство» двух состояний: рассеяния и средней концентрации. Максимально концентрированного состояния у этого элемента практически не может быть из-за малой массы атома. Минимально концентрированное состояние пока почти не выявляется. Хотя не исключено, что оно нередкое в некоторых экзогенных и гидротермально-метасоматических образованиях. Иная ситуация с золотом, для которого, вероятно, характерны все четыре возможных состояния, проявляющихся к тому же довольно своеобразно из-за склонности этого элемента к образованию микрочастиц собственных минералов даже при довольно низком уровне содержания в горных породах. Иногда минеральный баланс, очевидно, фиксирует распределение по минералам не атомов золота, а микровключений его собственных минералов. Это создает значительные сложности и методические, и теоретические. И все-таки ключевое положение среди факторов, определяющих характер минеральных балансов, занимает содержание интересующего химического элемента в природных образованиях. Для таких же близких в кристаллохимическом и геохимическом отношении элементов, как ниобий и тантал, эта роль принадлежит их суммарному содержанию. Можно выделить, по крайней мере, три граничных содержания интересующего химического элемента. Например, для бериллия эти содержания отражают переход от рассеянного состояния к среднеконцентрированному. Первое отвечает началу перехода, т. е. моменту, когда бериллиевые минералы начинают играть заметную роль в качестве носителей этого элемента. Второе граничное содержание отвечает среднему моменту этого перехода, такому, когда половина элемента находится в рассеянном состоянии, а половина сконцентрирована. Наконец, третье граничное содержание практически отвечает моменту завершения перехода от рассеянного состояния к среднеконцентрированному.

МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС — ВАЖНЕЙШИЙ КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ СЕЛЕКТИВНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Возможности селективного извлечения химических элементов под действием как технологических, так и естественных процессов определяются в первую очередь количественным соотношением различных форм нахождения его в природных образованиях. Если подходить к этому положению с позиций минеральных балансов, то станет очевидно, что в абсолютном большинстве случаев рассматриваемая возможность тем больше, чем выше степень обособления интересующего элемента во второстепенных или акцессорных минералах горной породы (полезного ископаемого). Исключение — нахождение основной массы элемента в сорбированном состоянии или в составе микровключений, резко отличающихся по растворимости от главных минералов.

Не рассматривая эти исключения, покажем, в какой мере могут быть определены границы между состояниями рассеяния и концентрации химических элементов в природных образованиях. Условимся, что за главную границу мы будем принимать такое состояние, при котором половина элемента рассеяна, а половина сконцентрирована в минералах, которые могут представлять интерес с точки зрения селективного извлечения. Заметим также, что граница эта пока устанавливается на основании недостаточного фактического материала и в дальнейшем потребует уточнения.

В разделах настоящей главы и в приложении, куда вынесены относящиеся к этой главе таблицы, химические элементы рассматриваются в следующем порядке: щелочные металлы, щелочноземельные, подгруппа бора, лантаниды, подгруппа титана, подгруппа ванадия, подгруппа хрома, подгруппа марганца, железо, кобальт, никель, платиноиды, подгруппа меди, подгруппа цинка, подгруппа галлия, подгруппа углерода, подгруппа азота, подгруппа кислорода, инертные газы.

4.1. О ГРАНИЦАХ РАССЕЯННОГО И КОНЦЕНТРИРОВАННЫХ СОСТОЯНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ

4.1.1. ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Для франция не определено ни одного минерального баланса. Пороодообразующие натрий и калий практически не изучены. Для лития, рубидия и цезия минеральные балансы определены почти исключительно на примере гранитоидов.

Литий. В гранитоидах (табл. П-1—П-6) проявляет тенденцию к минимальной концентрации в темноцветных минералах и особенно в слюдах. Граница между состояниями рассеяния и минимальной концентрации приблизительно отвечает содержанию в гранитоидах 0,02 %. При меньшем содержании главные носители — плагиоклазы, при большем — слюды. Наблюдается нечеткая зависимость степени концентрации лития в слюдах от его содержания в гранитоидах (рис. 8). Отклонения связаны, в частности, с наложением эпигенетической альбитизации (табл. П-6). Роль слюд в качестве носителей лития может быть снижена в пегматитах, в результате некоторой концентрации его в акцессорных минералах (табл. П-4). Литий может почти полностью находиться в породообразующих минералах даже при общем содержании около 0,1 %. В вулканогенных породах (табл. П-7) при содержании $(2-4) \cdot 10^{-3}$ % большая часть его находится в стекле или основной массе.

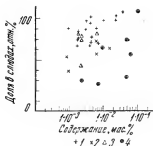
Натрий. Исключительно характерно нахождение в природных объектах в состоянии средней концентрации. Даже в базальтовой фазе метеорита (при общем содержании всего 0,39 %) на 96,2 % сконцентрирован в плагиоклазах (табл. П-8). Характер минеральных балансов зависит в основном от минерального состава и генезиса горных пород (табл. П-9, П-10).

Калий. Уже при содержании около 1 % калия в горных породах находится в состоянии средней концентрации (табл. П-9). Минеральный баланс определяется генезисом и минеральным составом горных пород (табл. П-9, П-11).

Рубидий. Минеральные балансы определены в основном для гранитоидов с околоскарповым содержанием рубидия, поэтому, несмотря на многочисленность, выглядят они фрагментарно. Находится в состоянии рассеяния. Как правило, больше половины или около половины его рассеяно в калиевых полевых шпатах (табл. П-12—П-15, см. табл. П-5 и П-6). Лишь в некоторых гранитоидах повышенной основности и щелочности большая часть рубидия сосредоточена в слюдах. В вулканогенных породах рубидий почти полностью рассеян в стекле или продуктах его раскристаллизации (табл. П-16).

Рис. 8. Тенденция прямой зависимости степени сосредоточения лития в слюдах от общего содержания этого элемента в гранитондах. Построено по данным [25, 61, 68, 99, 119, 126, 135].

1 — граниты; 2 — диориты, сиенито-диориты, кварцевые диориты; 3 — нефелиновые сиениты; 4 — гранитные пегматиты.



Цезий. Немногочисленные корректные определения минеральных балансов цезия относятся практически исключительно к гранитондам (табл. П-17, П-18). Данные по пегматитам и вулканогенным породам (табл. П-19, П-20) помещены здесь лишь за неимением более корректных. Имеющийся материал свидетельствует о сильной зависимости минеральных балансов цезия от генезиса горных пород. Так, в пегматитах и, возможно, в нефелиновых сиенитах [49] он относительно сильно рассеивается в калиевых полевых шпатах, тенденция же концентрации его в слюдах заметно подавлена. На примере остальных гранитондов видно, что уже при общем содержании цезия в породе $(3-17) \cdot 10^{-4} \%$ в ряде случаев он может быть больше чем наполовину сконцентрирован в слюдах. В изученных вулканогенных породах, характеризующихся повышенным содержанием цезия, последний находится преимущественно в стекле или основной массе (табл. П-20).

4.1.2. ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Среди щелочноземельных металлов в отношении минеральных балансов относительно хорошо изучен лишь бериллий. Для всех остальных определены, по существу, лишь единичные минеральные балансы на примере горных пород с околоскарповым или нижекарповым содержанием.

Бериллий. Описан в разделе 3.1.

Магний и кальций. В лунном троктолитовом гранулите сосредоточены соответственно в оливине и плагиоклазе (табл. П-21).

Стронций. В бронзитовом хондрите половина стронция находится в плагиноклазах, вторая — почти полностью рассеяна в пироксенах и оливине (табл. П-22). В гранитондах около половины стронция находится в плагиноклазах, остальная часть рассеяна в калиевых полевых шпатах и биотите. Иногда плагиноклазы концентрируют практически весь стронций (табл. П-23). В эффузивных породах преобладает тенденция равномерного

распределения стронция между основной массой и вкрапленниками полевых шпатов (табл. П-24).

Барий. В гранитоидах и их эффузивных аналогах находится в рассеянном состоянии. Несколько накапливается в калиевых полевых шпатах (табл. П-24—П-26).

Радий. Минеральный баланс определен только в пробе дунита Р-391 из Северной Калифорнии [152]:

	Содержание, %	Ra, п. 10^{-4} %	Баланс, отн. %
Хромит . .	2	1,4	4
Оливин . .	92	0,35	46
Тремолит .	1,2	12	21
Серпентин .	4,8	4,0	27
В дуните .	100,0	0,7	98

4.1.3. ПОДГРУППА БОРА

В этой подгруппе не изучен актиний и почти не изучен алюминий. Лантаниды нами рассмотрены отдельно. Бор, скандий и иттрий относятся к среднеизученным элементам. В целом, данные по ним фрагментарны.

Бор. В гранитоидах со сколокарковым содержанием бора последний обычно больше чем наполовину рассеян в плагиоклазах (табл. П-27 и П-28). Иногда главными носителями его являются калиевые полевые шпаты. Судя по результатам изучения пробы 825/65 двуслюдяного гранита из Биту-Джидинского массива в Восточном Забайкалье 69, при сопоставимом содержании микроклина и ортоклаза роль их в качестве носителей бора примерно одинакова:

	Содержание, %	B, п. 10^{-4} %	Баланс, отн. %
Кварц . .	25	8	5
Серпентин . .	2	50	3
Блотит . .	10	10	3
Олигоклаз	30	95	77
Ортоклаз .	17	11	5
Микроклин	14	9	3
В граните	98	37	96

В гранитных пегматитах при резко повышении содержания бора он в основном концентрируется в собственных минералах (см. табл. 2). Переход от рассеянного состояния к минимальной или средней концентрации в гранитоидах, вероятно, происходит при содержании около $7 \cdot 10^{-3}$ %.

В полнокристаллических основных породах, судя по результатам изучения троктолитового долерита интрузии Норильск-1

[4], бор при околоскарповом уровне содержания незначительно концентрируется в плагиоклазе:

	Содержание, %	В. п. 10^{-4} %	Баланс, отн. %
Магнетит .	1	25	1
Оливин. . .	32	14	18
Пироксен .	17	22	15
Плагиоклаз	50	35	70
В пробе . .	100	25	104

Алюминий. В базальтовой «фазе» каменного метеорита находится практически полностью в плагиоклазе (см. табл. П-8). В гранодиорите роль плагиоклаза как носителя алюминия заметно снижается (см. табл. П-10).

Скандий. В метеоритах находится в рассеянном состоянии (табл. П-22), хотя наблюдается тенденция концентрации его в клинопироксенах. Похожая картина и в ультрабазитах при содержании скандия до 0,011 % (табл. П-31). В гранитоидах при значительно меньшем содержании он проявляет тенденцию сосредоточения в биотите и амфиболах (табл. П-32). В литогеохимическом ореоле золоторудного проявления [115, 117] при содержании 0,0024—0,0059 % скандий почти полностью рассеян в слюдах и продуктах их выветривания (табл. П-33—П-34). Несмотря на значительное содержание скандия в некоторых акцессорных минералах (сфен, рутил, циркон), роль последних как носителей этого элемента незначительная. Таким образом, в интервале содержания от $8 \cdot 10^{-4}$ % до $11 \cdot 10^{-3}$ % минеральный баланс скандия в наибольшей степени зависит от минерального состава горных пород. Наиболее благоприятны для проявления тенденций его к некоторой концентрации, очевидно, существенно кварцево-полевошпатовые породы с отмеченными акцессорными минералами и малым содержанием амфиболов.

Иттрий. По не вполне корректным данным, в метеоритах находится в рассеянном состоянии. В вулканогенных породах Забайкалья при содержании иттрия 0,002—0,008 % он рассеян преимущественно в стекле и продуктах раскристаллизации последнего (табл. П-35 и П-36). В щелочных пегматитах Сибири он находится в состоянии минимальной концентрации [60]:

	АС-236			Чм-246		
	Содержание, %	У. п. 10^{-4} %	Баланс, отн. %	Содержание, %	У. п. 10^{-4} %	Баланс, отн. %
Циркон . .	0,9	12 000	77	0,9	18 000	51
Рибекит . .	11	460	36	16	350	18
ЩПШ и кварц . .	84	0	0	82	120	31
В породе	95,9	140	113	98,9	320	100

В метаморфических породах с содержанием иттрия 0,0019—0,0077 % он на 71—89 % сконцентрирован в сфене, апатите, ортите (табл. П-37). Таким образом, литературные данные носят эпизодический характер и позволяют предполагать о том, что в магматических и метаморфических породах переход иттрия в минимально концентрированное состояние начинается при содержании его около 0,002 %.

Существенным дополнением являются данные, полученные при изучении полигенного золоторудного проявления. Несмотря на невысокое содержание, иттрий относится к верхним частям литогеохимического ореола. В коренных существенно слюдистых метасоматитах и продуктах их дезинтеграции он не менее чем наполовину рассеян в слюдах (табл. П-33). При более глубоком выветривании основная масса иттрия наследуется глинистыми минералами (табл. П-34).

4.1.4. ЛАНТАНИДЫ

Данные эпизодичны, но сопоставление наиболее надежных показывает, что для лантанидов характерна некоторая тенденция к состоянию минимальной концентрации уже на околосларковом уровне содержания. Степень ее проявления, по-видимому, зависит в первую очередь от суммарного содержания группировок лантанидов, в некоторых случаях, может быть, даже и иттрия. Но данных для объективного заключения недостаточно.

Лантан. Проявляет ярко выраженную тенденцию нахождения в минимально концентрированном состоянии уже при кларковом уровне содержания в горных породах. В предположительно мантийных шпинелевых перидотитах (табл. П-38) лантан почти полностью сосредоточен в клинопироксене. Исключение среди магматических пород представляют вулканогенные породы (табл. П-35, П-36), где этот элемент почти равномерно рассеян по всем составляющим. В плагиигнейсах и близких к ним горных породах (табл. П-39—П-42) лантан в наибольшей степени концентрируется в ортите, а при отсутствии последнего — в сфене. Граница перехода от рассеянного состояния к концентрированному здесь находится, очевидно, в области содержания $(4-7) \cdot 10^{-3} \%$. Не исключено, что эта граница сдвинута в сторону более высокого содержания в метасоматитах, сложенных в значительной мере слоистыми силикатами (табл. П-43). При выветривании слоистых силикатов лантан переходит в тонкодисперсный материал. Поэтому большая его часть в изученной пробе из каолинит-гидрослюдистой коры выветривания отнесена при расчете на каолинит (П-44). Хотя уверенности, что лантан находится в основном в каолините, а не в других тонкодисперсных минералах, — нет.

Церий. В латитах (табл. П-35) при содержании $9 \cdot 10^{-3} \%$ рассеян почти равномерно. В плагиигнейсах и близких к ним

горных породах (табл. П-39—П-42 и П-45) при содержании $(1-1,8) \cdot 10^{-2} \%$ церий находится преимущественно на начальной стадии минимальной концентрации (главные минералы-концентраторы ортит и сфен). В метасоматитах, сложенных в значительной мере слюистыми силикатами, церий рассеян в последних (табл. П-43). При выветривании проявляет тенденцию к рассеянию в более тонкодисперсном материале (табл. П-44).

Празеодим. В шпинелевых перидотитах при содержании $9,8 \cdot 10^{-6} \%$ почти весь находится в клинопироксене (табл. П-38). В магматитах при содержании $(4,4-18) \cdot 10^{-3} \%$ более чем на половину сконцентрирован в ортите и сфене.

Неодим. В вулканогенных породах при содержании $(2,4-9) \cdot 10^{-3} \%$ (табл. П-35, П-36) почти равномерно рассеян. В мигматитах и близких к ним горных породах (табл. П-42, П-45, П-46) граница между состояниями рассеяния и минимальной концентрации приходится на область содержания $(3,4-12) \cdot 10^{-3} \%$.

Самарий. Опубликован всего один набор данных, позволяющий рассчитать сравнительно корректный минеральный баланс. Согласно этим данным, в гранодиорите при содержании самария $4,3 \cdot 10^{-4} \%$ почти весь он сконцентрирован в сфене. Ортит здесь имеется, но не является минералом-концентратором самария (табл. П-47).

Европий. В шпинелевых перидотитах уже при содержании $8,2 \cdot 10^{-6} \%$ почти полностью сосредоточен в клинопироксене (табл. П-38). В мигматите при содержании $8,9 \cdot 10^{-3} \%$ в основном сконцентрирован в сфене, ортите и апатите (табл. П-47).

Гадолиний. В пигматитах при содержании $(1,5-18) \cdot 10^{-4} \%$ почти полностью сконцентрирован в сфене, ортите и апатите (табл. П-41, П-47).

Хольмий. Согласно единственному, заслуживающему доверия минеральному балансу (табл. П-46), в мигматите при содержании $3 \cdot 10^{-3} \%$ почти на $\frac{3}{4}$ сосредоточен в сфене.

Тулий. В шпинелевых перидотитах при содержании $2,6 \times 10^{-6} \%$ наполовину сконцентрирован в клинопироксене (табл. П-38).

Иттербий. В шпинелевых перидотитах при содержании $1,9 \times 10^{-5} \%$ наполовину сосредоточен в клинопироксене (табл. П-38). В латитах (табл. П-36) при значительно большем содержании рассеян практически равномерно. В плагиогнейсах и близких к ним горных породах переход от рассеянного состояния в минимально концентрированное происходит в области содержания $(4-14) \cdot 10^{-4} \%$. Главный минерал-концентратор — сфен, местами — гранат (табл. П-41, П-42, П-46, П-47). В существенно слюистых метасоматитах при содержании около $4 \cdot 10^{-4} \%$ (табл. П-43) в основном рассеян в слюдах. При выветривании последних в значительной мере рассеивается в глинистых классах.

Лютеций. В шпинелевых перидотитах при содержании 3,4-10⁻⁶ % почти наполовину сосредоточен в клинопироксене (табл. П-38).

4.1.5. ПОДГРУППА ТИТАНА

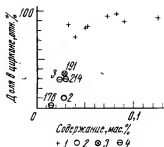
В отношении минеральных балансов из этой подгруппы совсем не изучен только гафний, данные же по остальным элементам эпизодичны, но все-таки позволяют предполагать о том, что в данной подгруппе способность к концентрированному нахождению в природных образованиях наиболее выражена у циркония.

Титан. В каменных метеоритах отчетливо видна зависимость характера минеральных балансов титана от его общего содержания (табл. П-48). При содержании 0,077 % он в основном рассеян в пироксенах. Но уже при содержании 0,22 и 0,47 % около половины титана приходится на ильменит. Примерно та же закономерность прослеживается на примере земных ультраосновных и основных пород (табл. П-49). В габбро-долерите Падунской интрузии при содержании титана 0,79 % почти 70 % его сосредоточено в ильмените и титаномагнетите. Судя по этим данным, в бесслюдистых породах граница между состояниями рассеяния и средней концентрации у титана примерно соответствует общему содержанию 0,2—0,5 %. Изучение метасоматитов золоторудного проявления показало, что в слюдистых породах эта граница резко сдвинута в сторону более высокого содержания. Здесь при содержании титана до 0,85 % главными носителями его являются слюды и образующиеся за их счет при выветривании гидрослюды (табл. П-50—П-52).

Цирконий. В литературе имеется лишь около десятка корректных определений минеральных балансов циркония, причем исключительно на примере щелочных гранитоидов и для содержания этого элемента 0,03—0,126 %. Литературные данные отвечают широко распространенному представлению о том, что главный носитель циркония в литосфере — циркон (табл. П-52). Судя по этим данным, снижение общего содержания циркония в гранитоидах приводит лишь к незначительному уменьшению относительного его количества, сосредоточенного в этом минерале. Нами определен лишь баланс циркония в пробе метасоматита из золоторудного проявления и в четырех пробах из коры его выветривания. Содержание циркония здесь существенно ниже, чем в отмеченных щелочных гранитах. По нашим данным, видна прямая, почти пропорциональная зависимость между содержанием циркония и относительным количеством его, сосредоточенным в цирконе (рис. 9). В метасоматите почти весь цирконий находится в слюдах, причем больше 70 % в мусковите (табл. П-50). В зоне дезинтеграции, наряду со слюдами, к главным носителям этого элемента относятся гидрослюды, а в глинистой части коры выветривания — еще каолинит и, вероятно,

Рис. 9. Зависимость количества циркония, сосредоточенного в цирконе, от содержания этого элемента в пробах горных пород.

1 — гранитоиды [44]; 2 — кварцево-слюдистый метасоматит с пиритом; 3 — дезинтегрированный метасоматит; 4 — существенно глинистая часть коры выветривания. Цифры на рисунке — номера проб в приложении.



но, монтмориллонит (табл. П-50, П-51). Относительное количество его, приходящееся на циркон, — меньше, чем при том же содержании в щелочных гранитоидах.

Таким образом, данных по цирконию еще очень мало, но они подтверждают зависимости, характерные для других элементов. Граничное содержание, при котором около половины циркония должно приходиться на циркон и другие собственно циркониевые минералы, от 0,01 до 0,06 %. Причем оно должно повышаться с увеличением в породе содержания темноцветных минералов и особенно слюд и продуктов их выветривания.

Торий. Минеральные балансы тория определены для магматических пород с околоскарповым содержанием этого элемента. На примере гранитоидов (табл. П-54) видно, что содержание $(14-22) \cdot 10^{-4} \%$ почти пограничное между рассеянным и концентрированными состояниями тория. При таком содержании от половины до $\frac{3}{4}$ тория сконцентрировано в ортите или собственно ториевом минерале — торите. Результаты исследования пород типа нефелиновых сиенитов (табл. П-55) показывают, что рассеянное состояние тория наступает при его содержании меньше $1 \cdot 10^{-3} \%$. Не выходят за рамки отмеченного и результаты изучения минетты [141]:

	Содержание, %	Th, $\cdot 10^{-4} \%$	Баланс, отн. %
Апатит	1,4	52	1
Биотит	32	40	18
КПШ с карбонатами	60	3,0	2
Титаномагнетит, ильменит, анатаз, сфен	6,6	850	77
В минетте	100	73	98

4.1.6. ПОДГРУППА ВАНАДИЯ

В подгруппе совершенно не изучен только протактиний, но и степень изученности остальных элементов недостаточная.

Ванадий. Немногочисленные корректные определения пока не позволяют сделать вывод лишь о том, что в наиболее рас-

пространенном интервале содержания от $7 \cdot 10^{-3} \%$ до $0,1 \%$ минеральные балансы ванадия зависят в основном от минерального состава и генезиса природных образований. Пример — ультрабазиты (табл. П-56). В образцах из Восточных Саян, несмотря на относительно низкое содержание, ванадий почти полностью сконцентрирован в хромшпинелидах. В пироксенитах Азербайджана содержание ванадия в 20 раз больше, но этот элемент почти полностью рассеян в пироксенах, причем главный его носитель — диопсид. В рудных пироксенитах Урала, судя по балансам, рассчитанным по результатам анализа одних только слагающих минералов, при содержании ванадия около $0,1 \%$ почти $\frac{3}{4}$ его находится в титаномagnetите [11]:

	Содержание, %	Проба А		Содержание, %	Проба Б	
		У, %	Баланс, отн. %		У, %	Баланс, отн. %
Шпинель	Н. о.	—	—	1	Н. о.	—
Тит. магн.	15	0,47	75	21	0,437	78
Диопсид	63	0,021	14	52	0,022	10
Рог. обм.	22	0,045	11	26	0,052	12
В пироксените . . .	100	(0,0936)	100	100	(0,117)	100

Такая же роль магнетита в качестве носителя ванадия в оливиновом норите Южно-Калифорнийского батолита, содержащего всего $0,008 \%$ этого элемента (табл. П-57). В гранитоидах он в большинстве случаев, по-видимому, рассеян в темноцветных минералах, а при низком их содержании — в микроклине (табл. П-58). Данные, полученные нами на примере золотоносной коры выветривания, показали, что в коренных и дезинтегрированных существенно слюдястых метасоматитах главные носители ванадия — слюды и гидрослюды (табл. П-60). В существенно глинистой части коры выветривания к числу главных носителей относится также каолинит (табл. П-52).

4.1.7. ПОДГРУППА ХРОМА

Все элементы подгруппы среднеизученные. Почти весь фактический материал относится к горным породам с околочларковым содержанием этих элементов. В этой области содержания минеральные балансы заметно варьируют. Спорадически проявляется тенденция к переходу в концентрированные состояния. Основная причина этих вариаций и сложных их закономерностей, очевидно, объясняется сильнейшей тенденцией данных элементов к образованию микровключений собственных минералов, усиливающейся от хрома к урану. Главные факторы, определяющие минеральный баланс, — размер и характер распределения этих микровключений.

Ниобий и тантал. См. раздел. 3.2.

Хром. Опубликовано значительное количество результатов анализа на хром минералов из метеоритов, ультрабазитов и метаморфических пород. К сожалению, лишь немногие из них пригодны для определения минеральных балансов.

В каменных метеоритах при содержании хрома 0,38—0,57 % три четверти его находится в хромите. Остальная часть рассеяна преимущественно в пироксенах (табл. П-61). В существенно оливиновых ультрабазитах Восточного Саяна (табл. П-62), при содержании близком к отмеченному, в хромшпинелидах сконцентрировано еще больше хрома. В ультрабазитах же Полинезии, где пироксенов значительно больше, роль хромшпинелидов как носителей хрома меньшая, причем она отчетливо зависит от общего содержания последнего. Правда, к данным по Полинезии необходимо осторожное отношение, поскольку в них не приводятся результатов анализа на хром исследованных горных пород. Все-таки по сумме имеющихся данных видно, что при содержании хрома в породе не меньше нескольких десятых долей процента и содержании пироксенов не больше 50 % хром должен находиться преимущественно в хромшпинелидах. В оливиновом норите Южно-Калифорнийского батолита практически весь хром сконцентрирован в магнетите и шпинели (см. табл. П-57). В гранитоидах повышенной основности при общем содержании хрома на два порядка ниже он практически полностью рассеян в темноцветных силикатах, хотя в наибольшей степени концентрируется в магнетите (табл. П-58). В эклогитах при содержании хрома от первых сотых до первых десятых долей процента большая часть его находится в пироксенах (табл. П-63). Эта часть данных — как бы логическое продолжение тех, которые получены по ультрабазитам. В эклогит-амфиболите значительными носителями хрома являются также роговая обманка и гранат. Правда, данные по этой породе вызывают некоторую настороженность ввиду не очень хорошей суммы баланса. В амфиболитах, судя по некорректным данным (табл. П-64), при содержании хрома 0,04—0,35 % этот элемент в основном рассеян в амфиболах. Изменение минерального баланса при процессах метасоматоза во многом зависит от исходного его характера. Если в исходных породах хром в основном сосредоточен в хромите, то по крайней мере во внешней зоне березитизации роль последнего даже увеличивается (табл. П-65). Если же главным носителем хрома является амфибол, то березитизация приводит к сосредоточению этого элемента в слонистых силикатах (табл. П-66).

Нами определен минеральный баланс хрома в литогеохимическом ореоле золоторудного проявления. Здесь в коренном метасоматите, содержащем 0,015 % хрома, главные его носители — слюды (табл. П-67). В глинистой части коры выветривания хрома концентрируется в гетите и в наиболее тонких классах естественной крупности. Последнее — одна из причин того,

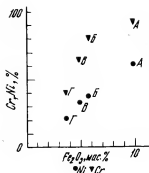


Рис. 10. Прямая зависимость содержания хрома и никеля от содержания железа в классах естественной крупности пробы 158. Крупность классов, мкм: А — мельче 2, Б — 2–5, В — 5–10, Г — 10–30.

что по расчету большая часть хрома делится между гидрослюдами и каолинитом. В гидрослюдах хром, вероятно, унаследован от слюд. Об этом свидетельствует преимущественно соизмеримое его содержание в данных минералах. В каолините хром либо образует микрочастицы собственных гидроксидов, либо входит в состав гидроксидов железа. Об этом свидетельствует прямая зависимость между содержанием хрома и Fe_2O_3 в продуктах деления проб по естественной крупности. Причем анализ зависимости показывает, что хром характерен главным образом для микрочастиц гидроксидов железа крупнее 2 мкм (рис. 10).

Молибден. В литературе имеются данные о 118 минеральных балансах молибдена в горных породах с содержанием его от $2 \cdot 10^{-5} \%$ до $3,2 \cdot 10^{-4} \%$. Изучен лишь околокларковый уровень содержания. Практически все данные относятся к гранитоидам. Существенная часть их некорректна. Наиболее характерный недостаток — отсутствие количественных анализов таких минералов, как магнетит, сфен, молибденит. Если же данные о содержании молибденита и приводятся, то есть основания предполагать, что они занижены из-за неправильного учета исключительной тенденции этого минерала к перенемелению при дроблении горных пород.

Для изученного интервала содержания молибдена характерны сильные вариации роли пороодообразующих минералов, как его носителей. Это касается и каждого из пороодообразующих минералов, и их совокупности. Причем такие вариации минеральных балансов наблюдаются во всех изученных петрохимических разновидностях гранитоидов. При содержании молибдена до $7 \cdot 10^{-5} \%$ вариации суммарной роли пороодообразующих минералов сравнительно небольшие. По основной массе данных на эти минералы здесь в сумме приходится 70–100 % молибдена (табл. П-68). Абсолютное большинство проб с содержанием молибдена больше $7 \cdot 10^{-5} \%$ делится на две группы, причем в обе попадают все петрохимические разновидности гранитоидов. Отличаются эти группы характером статистической зави-

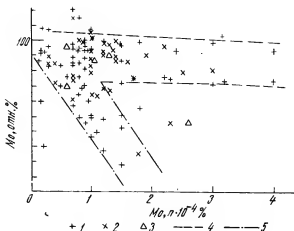


Рис. 11. Два вида обратной зависимости относительного количества молибдена, рассеянного в породообразующих минералах (Mo , отн. %), от содержания его в гранитоидах (Mo , $n \cdot 10^{-4}$ %). Построено по данным [14, 52, 53, 62, 63, 80, 94, 99, 102, 110, 118, 131, 139, 163].

1 — граниты и гранитные пегматиты; 2 — гранитоиды повышенной основности; 3 — шелочные гранитоиды; 4 — условные границы первой группы проб; 5 — условные границы второй группы проб.

симости суммарной роли породообразующих минералов в минеральном балансе от содержания молибдена в породе (рис. 11). В первой группе проб зависимость сравнительно слабая (табл. П-68 — П-71). Экстраполяция ее показывает, что суммарное количество молибдена, сосредоточенное в породообразующих минералах, может быть меньше 50 % от общего при такой зависимости только при содержании этого элемента $> n \cdot 10^{-3}$ %. К главным концентраторам и носителям молибдена варьирует роль биотита. Коэффициенты концентрации в нем могут быть как меньше 1 (табл. П-71, проба 1309), так и больше 5 (табл. П-70, проба 376/65, КМ-6). В последнем случае биотит может быть важнейшим и даже главным носителем молибдена. Во второй группе проб зависимость четкая. Здесь уже при содержании молибдена $\geq 1,5 \cdot 10^{-4}$ % на породообразующие элементы приходится в среднем меньше 50 % этого элемента. Большинство минеральных балансов в пробах второй группы характеризуется значительными недостатками в суммах (табл. П-72, П-73). Характерны наличие молибденита и значительная его роль как носителя молибдена. В некоторых пробах главные носители молибдена — магнетит (табл. П-73, проба 1196) и сфен (табл. П-73, проба 262). Роль породообразующих минералов варьирует незакономерно. Причем, как правило, ни один из них не является концентратором молибдена (коэффициенты концентрации обычно меньше 5).

Широкие вариации роли породообразующих минералов как носителей молибдена, независимость этих вариаций от петрохимического состава изученных гранитоидов наводят на мысль о том, что главная форма нахождения этого элемента здесь — микровключения его собственных минералов.

Таким образом, уже на окологларковом уровне содержания молибдена в гранитоидах реализовано, по крайней мере, три из четырех возможных состояний химических элементов в горных породах. Это состояния рассеяния, минимальной и максимальной концентраций. Причем степень реализации этих состояний не зависит от петрохимического состава гранитоидов, а зависимость ее от содержания молибдена в породе сложна. Если суммарная роль породообразующих минералов как носителей молибдена зависит от его содержания в породе, то относительная роль конкретных минералов варьирует внешне закономерно. Последнее дает основание для предложения о том, что в породообразующих минералах молибден находится преимущественно в виде микровключений собственных минералов.

Наличие двух типов зависимости степени концентрации молибдена от содержания его в породе, очевидно, отражает два типа его ореолов: сингенетичных в отношении процесса кристаллизации гранитов (первый тип зависимости) и эпигенетических, связанных с наложением относительно небольших масс ассоциаций минералов, включающих собственно молибденовую минерализацию.

Вольфрам. В гранитоидах при содержании вольфрама $3 \cdot 10^{-7}$ — $1 \cdot 10^{-4}$ % этот элемент, как правило, рассеян в породообразующих силикатах. Интервал $(1-5) \cdot 10^{-4}$ % характеризуется вариациями минеральных балансов. При расчете последних без учета аксессуарных минералов нередко резкие недостатки в суммах [80]. На примере полных минеральных балансов видно, что в ряде случаев главный носитель вольфрама — шеелит (табл. П-74 — П-77). Другой важный носитель и концентратор — мусковит. При большем содержании вольфрама, как правило, больше чем наполовину сконцентрирован в шеелите или вольфрамите. Единственный усредненный минеральный баланс вольфрама в гнейсах Южного Тянь-Шаня [147] не выходит за рамки отмеченной закономерности:

	Содержание, %	W, л·10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %
Магнетит	3,5	Н. о.	—
Кварц	2,0	2,9	7
Гранат	16	0,8	16
Пироксен	24	0,3	9
Плаггиоклаз	54	1,0	68
В гнейсе	95,5	0,8	100

В онгонитах дайки Амазонитовой вольфрам находится в рассеянном состоянии, даже при его содержании более $1 \cdot 10^{-3} \%$ [5]:

	Ох-655/7			Ох-8 59		
	Содержание, %	W, $\mu \cdot 10^{-4} \%$	Баланс, отн. %	Содержание, %	W, $\mu \cdot 10^{-4} \%$	Баланс, отн. %
Кварц	0	—	—	3,9	1,4	0
Слюды	0	—	—	0,4	100	3
Альбит	22	3,7	19	19	10	15
КПШ	9,1	1,7	4	11	2,3	2
Оси. м.	67	4,5	69	66	16	81
В онгоните . . .	98,1	4,4	92	100,3	13	101

Уран. В хондрите 3211 при содержании урана всего $4,3 \cdot 10^{-7} \%$ он на $2/3$ сконцентрирован в фосфатах [161]:

	Содержание, %	U, $\mu \cdot 10^{-7} \%$	Баланс, отн. %
Металл	1,0	1,8	0,4
Троилит	1,7	<1,3	<0,5
Хромит	0,6	4,7	0,7
Хлорапатит . . .	0,024	6775	37,8
Витлокит	0,47	276	30,2
Оливин	62	0,3	4,3
Ортопир.	19	2,9	12,8
Клинопир.	5,1	5,3	6,3
Плагиоклаз . . .	10,3	3,2	7,7
В хондрите . . .	>100	4,3	<100,7

В магматических породах (табл. П-78 — П-82) при около-кларковом содержании урана выявляется в основном его рассеянное состояние, хотя некоторые определения и показывают, что суммарное количество этого элемента, сконцентрированное в сфене, ортите, цирконе, торите, монаците, магнетите и некоторых других акцессорных минералах, местами может значительно превосходить 50 % от общего. А в бесслюдистом граните Южно-Калифорнийского батолита при содержании всего $2,74 \times 10^{-4} \%$ уран почти весь находится в сфене и цирконе (табл. П-81). При содержании существенно большем, чем приведенные, уран в основном находится в состояниях средней или максимальной концентраций. Пример — метасоматит, образовавшийся в связи с щелочными интрузивными породами калиевого ряда [89]:

	Содержание, %	U, %	Баланс, отн. %
Флюорит	7,5	0,0042	0,4
Корунд	9,3	Н. о.	—
Торианит	0,6	10,63	79,7
Бастнезит	2,6	0,26	8,5
Апатит	3,3	0	0,0
Циркон	0,4	0,36	1,8
Браунит	1,0	0	0,0

Ортит	1,7	0,33	7,0
Мусковит	2,8	0,0014	0,0
Биотит	51	0,0070	4,5
Альбит	1,6	0,00019	0,0
Ортоклаз	17	0,00079	0,0
Натролит	1,4		
<hr/>			
В метасоматите	100,2	0,08	101,9

Процессы дезинтеграции пород с околоскарповым содержанием урана, по имеющимся данным (табл. П-83), приводят лишь к второстепенным изменениям его минерального баланса.

При обсуждении приведенных данных нужно иметь в виду, что даже в горных породах с околоскарповым содержанием урана находится в минералах-носителях в значительной мере в микровключениях собственных минералов или акцессорных минералов других элементов. Поэтому результаты исследований должны сильно зависеть от того, где проведена граница между учтенными и неучтенными частицами.

4.1.8. ПОДГРУППА МАРГАНЦА

Минеральные балансы элементов этой подгруппы почти не изучены. Имеются эпизодические данные лишь по марганцу.

Марганец. Минеральных балансов определено очень мало, поэтому видны лишь некоторые из наиболее общих закономерностей. В метеоритах, магматических и метаморфических породах, а также метасоматитах (табл. П-84 — П-87) при содержании от кларкового до превышающего последнее в 3—4 раза практически полностью рассеивается в темноцветных силикатах. Пример — ультрабазиты Восточных Саян [132]:

	Дунит С-193			Гарцбургит С-252		
	Содержание, %	Мп, %	Баланс, отн. %	Содержание, %	Мп, %	Баланс, отн. %
Хромшп.	2	0,100	3	1	0,060	1
Оливин	93	0,051	82	68	0,045	51
Энстатит	4	0,060	4	31	0,050	26
<hr/>						
В породе	99	0,058	89	100	0,060	78

При наличии слюд или гранатов сосредоточен в основном в них. В зоне дезинтеграции кор выветривания силикатных пород минеральный баланс заметно не меняется. Кардинальные его изменения начинаются при каолинизации и зависят во многом от кислородного потенциала. В восстановительной среде проявляет тенденцию концентрации в карбонатах (табл. П-88, проба 214). В окислительной среде, даже при содержании ниже кларкового для земной коры, в значительной мере образуют частицы собственных гидроксидов размером больше 30 мкм (табл. П-88, пробы 158 и 178).

Среди этих элементов наименее изучено железо, по остальным — данных больше, но значительная часть не вполне корректна (табл. П-92 — П-95). Железо реализуется в природных объектах в основном два состояния: средней и максимальной концентрации. Для никеля и кобальта это второстепенные состояния, а главное — рассеяния. Однако условия реализации их и, самое главное, граничные величины содержания между отмеченными состояниями в разных условиях для всех элементов не могут быть установлены по имеющимся данным. Исключения здесь редки.

Железо. На основании эпизодических литературных данных (табл. 3, П-84) можно лишь предполагать, что характер минеральных балансов железа зависит от минерального состава и генезиса природных образований больше, чем почти всех остальных химических элементов. Систематические данные получены нами пока только для сочетания магнетитовых образований с андрадитовым скарном. Осмотрен отвал одного из отработанных месторождений Турьинской группы (Северный Урал). Опробована глыба объемом около 4 м³, сложенная почти всеми наиболее распространенными в отвале разновидностями андрадитовых скарнов и магнетитовых образований. Для каждого из образований отобрана одна проба массой около 1 кг. Пробы составлялись из мелких штуфов, сколотых в разных частях глыбы. Проба В-8603 (табл. П. 89) представляет ассоциацию магнетита с крупнокристаллическим кальцитом, соответствует характерным фрагментам массивных магнетитовых руд месторождения, представляет около 5 % массы глыбы. Проба В-8604 — существенно магнетитовый среднезернистый агрегат. Соответствует основной массе распространенных на месторождении массивных магнетитовых руд. Представляет 30 % массы глыбы. Проба В-8605 — пятнистый существенно магнетитовый агрегат с волластонитом, эпидотом, акцессорным пренитом. Представляет вкрапленные магнетитовые руды отвала. Круглые «пятна» магнетита разметом преимущественно до 1 см в поперечнике находятся в существенно силикатной массе. Данная минеральная ассоциация образовалась, вероятно, вблизи контакта скарнов с известняком. Проба представляет 10 % массы глыбы. Проба В-8606 — обычный неравномернотернистый андрадитовый скарн. Представляет около 45 % массы глыбы. Проба В-8607 — крупнокристаллические участки андрадитового скарна. Судя по наличию тремолита и повышенному содержанию сульфидов, здесь существенно влияние постскарнового процесса. Проба представляет 10 % массы глыбы. Магнетит во всех пробах варьирует по химическому составу, магнетитным свойствам и окраске (от голубоватого до буроватого), что обусловлено отчасти наличием микроворостков маггемита. Андрадит в каждой пробе варьи-

рует по окраске от светло-желтого с зеленоватым оттенком до розового. Розовые разности несколько более магнитны. Однако вариации химического состава в пределах проб незначительны. Андрадит обычных частей скарна по сравнению с андрадитом из крупнокристаллических частей характеризуется меньшей железистостью и большим содержанием СаО (в среднем 42,87 против 28,05 %). Исходные пробы, монофракции и концентраты анализировались химически Т. П. Силантьевой. Содержание железа, выраженное в оксидах, пересчитано на металл. Для каждой из проб определен минеральный баланс железа. Оказалось, что в магнетитовых образованиях практически все железо находится в магнетите, а в скарнах — в андрадите. По этим данным рассчитан минеральный баланс железа в руде, представляющей глыбу в целом. Здесь на магнетит приходится $\frac{3}{4}$ железа (табл. П-89). С учетом сравнительно небольших вариаций железистости андрадита в данной группе месторождений рассчитана приблизительно зависимость между валовым содержанием железа и ролью магнетита в качестве его носителя; содержание Fe в породе (руде), мас. %: 20, 24, 28, 32, 36, 40; доля Fe в магнетите, отн. %: 35, 50, 60, 69, 75, 80. Снижение содержания железа до 28 % приводит к медленному уменьшению роли магнетита (руды). Затем следует интервал более значительного влияния содержания железа на роль магнетита (литогеохимический ореол). При содержании железа меньше 20 % роль магнетита незначительная (скарн).

Самый низкий предел валового содержания железа, при котором доказана заметная концентрация его в совокупности рудных минералов, пока установлен нами при изучении пробы эпидозита из того же месторождения:

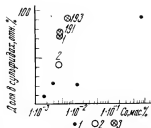
	Содержание, %	Fe, мас. %	Баланс, отн. %
Халькопирит	0,18	(30)*	0,6
Пирротин	0,35	(60)	2,3
Пирит	0,37	(47)	1,9
Магнетит	0,16	(69)	1,2
Кварц	11	0,00	0,0
Кальцит	15	1,58	2,6
Андрадит	3	(15)	4,9
Эпидот	64	10,19	70,7
Хлорит	5,7	19,79	12,2
В породе	—99,76	9,23	96,4

* В скобках — содержание железа, по результатам анализа минералов из других образований или теоретическое.

Очевидно, что в конкретных природных образованиях характер минеральных балансов определяется в основном валовым содержанием железа. Но в образованиях разных типов эта зависимость может быть существенно разной.

Рис. 12. Зависимость относительного количества кобальта, сконцентрированного в сульфидах, от содержания этого элемента в метаморфических породах и околорудных метасоматитах.

1 — метаморфические породы, по данным [84, 134]; 2, 3 — по нашим данным, соответственно, коренные и дезинтегрированные метасоматиты. Цифры на рисунке — номера проб в таблицах и приложении.



Кобальт. В каменных метеоритах кобальт находится в основном в металлических фазах (табл. П-90) при валовом содержании его 0,08—0,09 %. В несерпентинизированных ультрабазитах (табл. П-91) при содержании 0,011—0,014 % кобальта 82—85 % его приходится на оливин. В серпентинизированных ультрабазитах (см. табл. П-65) при содержании кобальта 0,007 % доля серпентина составляет 88 %. В оливиновом норите при содержании кобальта 0,0055 % около 80 % его находится в оливине (см. табл. П-57). Результаты исследования метаморфических пород заслуживают осторожного отношения вследствие неполноты данных (табл. П-92) или отсутствия непосредственных результатов определения содержания кобальта в исследованных пробах (табл. П-64). Тем не менее они отчетливо показывают, что при содержании кобальта от 0,0017 до 0,77 % характер его минеральных балансов крайне неустойчив. Важнейшие концентраторы его здесь — сульфиды, иногда ильменит. Сульфиды концентрируют около 90 % кобальта при его содержании 0,77 %. Но даже при содержании 0,0017—0,0028 % около половины этого элемента может находиться в сульфидах и ильмените (табл. П-92). В метасоматитах березит-лиственитовой формации при содержании сульфидов до 0,2 % и содержании кобальта 0,002—0,0078 % он распределяется между карбонатами, тальком и хлоритом (табл. П-65, П-66). Литературные данные по другим метасоматитам показывают (табл. П-93, П-94), что сульфиды концентрируют больше половины кобальта при содержании его в породе $>0,05$ %. При выветривании таких метасоматитов большая часть сохраняющегося кобальта концентрируется в нонтроните и гидроксидах железа (табл. П-95).

Нами специальное изучение минеральных балансов кобальта в пиритсодержащих метасоматитах и продуктах их выветривания проведено на примере проб из золоторудного проявления [39]. Установлено, что в зоне дезинтеграции этот баланс меняется незначительно, лишь несколько усложняясь в результате появления экзогенных минералов-носителей (табл. П-96). Сопоставление результатов исследования пробы коренного метасоматита и трех проб из зоны дезинтеграции (рис. 12) дает четкую картину увеличения роли пирита как носителя кобальта

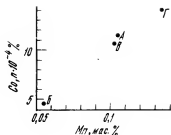


Рис. 13. Зависимость содержания кобальта от содержания марганца в классах естественной крупности пробы 214.

Крупность классов, мкм: А — <2, Б — 2–5, В — 10, Г — 10–30.

при увеличении общего содержания последнего. Пирит становится главным носителем при содержании кобальта всего 0,004 %. Главная причина отличия наших и литературных данных заключается, очевидно, в том, что в изученных нами метасоматитах содержание пирита повышенное. В каолинит-гидрослюдистой и существенно каолинитовой частях коры выветривания при содержании кобальта 0,00055 — 0,0035 % значительная или большая часть его отнесена при расчете на каолинит и гидрослюды. Однако при разделении проб по крупности кобальт нередко распределяется практически пропорционально распределению марганца (рис. 13). Это дает основания считать, что в глинистых агрегатах он находится в микрочастицах пиролюзита и других гидроксидов марганца. Иногда главные его носители — гетит и сидерит (табл. П-96). В целом, очевидно, что у кобальта исключительно обширная область перехода от состояния рассеяния к состоянию минимальной концентрации. Она охватывает, по меньшей мере, интервал содержания от 0,0017 до 0,05 %. В этой области характер минеральных балансов определяется в значительной мере особенностями генезиса породы и содержанием в ней таких минералов, как сульфиды.

Никель. В каменных метеоритах при содержании никеля 1,3—1,7 % он практически полностью сконцентрирован в металлических фазах (табл. П-97). В слабо измененных ультрабазилах (табл. П-91) при содержании 0,23—0,30 % никель рассеян в основном в оливине. Эта же ситуация наблюдается в оливновом норите, содержащем всего 0,003 % никеля. В серпентините (табл. П-65) при содержании никеля 0,134 % он почти весь находится в серпентине. В диабазе при содержании 0,023 % никель рассеян в силикатах (табл. П-66). В гранитоидах (табл. П-98, П-99) при содержании 0,0008—0,0044 % никель рассеян в силикатах; концентраторы — биотит, магнетит, роговая обманка. Обращают на себя внимание систематические недостатки сумм минеральных балансов в гранитоидах, наиболее вероятная причина которых — концентрация 5—20 % никеля в неанализировавшихся сульфидов. Данные по амфиболитам Приднепровья (табл. П-64) некорректны, поскольку содержание

никеля в породе здесь не определялось анализом, принято по расчету исходя из содержания его в минералах. Но данные эти интересны. Они показывают, что при содержании 0,93 % почти весь никель находится в сульфидах. В метасоматитах березитлиственитовой формации при содержании никеля около 0,01 % главные носители его — слонстые силикаты (табл. П-65, П-66). Нами, однако, при изучении упоминавшегося месторождения золотоносных кор выветривания получены несколько иные результаты. Здесь в коренном метасоматите и зоне дезинтеграции (табл. П-100) главные носители никеля — слюды и выветрелые слюды. Но вместе с тем видно, что уже на уровне общего содержания никеля в последних тысячных и первых сотых долях процента существенное количество его концентрируется в пирите. Увеличение содержания никеля в породе приводит к довольно медленному нарастанию его количества, находящегося в пирите. По сумме имеющихся данных видно, что при содержании сульфидов в породе в несколько процентов концентрация в них никеля происходит при его содержании больше 0,2—0,4 %. При отсутствии же сульфидов и наличии такого концентратора, как оливин, никель, очевидно, даже при таком уровне содержания может полностью рассеиваться в силикатах.

В глинистых зонах коры выветривания, даже при содержании в сотые доли процента, никель в основном рассеивается в глинистых классах и при расчете отнесен на глинистые минералы (табл. П-97). Однако видна резкая концентрация его в гидроксидах железа и особенно марганца. Это дает основания для предположения, что и в агрегатах глинистых минералов никель находится главным образом в составе свободных и связанных микрочастиц этих гидроксидов, особенно гидроксидов железа. В пользу сказанного свидетельствует прямая пропорциональная зависимость между содержанием никеля и железа в тонких классах (см. рис. 10).

4.1.10. ПЛАТИНОИДЫ

По рутению, осмню и иридию данных нет. Родий, палладий и платина почти не изучены.

Родий, палладий, платина. В рудных пироксенитах родий на $\frac{3}{4}$ сосредоточен в титаномагнетите, остальная часть рассеяна в породообразующих силикатах (табл. П-101). Палладий и платина, по-видимому, в основном концентрируются в собственных минералах. Неполные минеральные балансы, рассчитанные без учета последних, характеризуются очень большими недостатками в суммах (табл. П-101).

4.1.11. ПОДГРУППА МЕДИ

В этой подгруппе наиболее изучено золото и почти не изучено серебро.

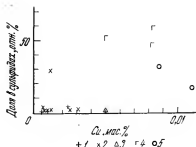


Рис. 14. Зависимость относительного количества меди, сконцентрированной в сульфидах, от ее содержания в горных породах. По материалам [26, 108, 114, 129, 136].

1 — гранит; 2 — гранитоиды повышенной оснóвности; 3 — сиенито-диорит; 4 — лейкогаббро; 5 — метасоматиты.

Медь. По количеству опубликованных минеральных балансов медь могла бы относиться к среднензученным элементам. К сожалению, часть их определена без данных по сульфидам.

В гиперстеновом хондрите «Модос» при содержании 0,0085 % меди она больше чем наполовину сконцентрирована в металлической фазе. На втором месте в качестве ее носителя находится троилит (табл. П-95). В серпентините (табл. П-102) и диабазе (табл. П-103) при несколько большем содержании медь находится в рассеянном состоянии. Однако в лейкогаббро золоторудных полей при содержании $(5-8) \cdot 10^{-3}$ % около половины ее сконцентрировано в халькопирите (табл. П-104). В гранитоидах (табл. П-105, П-106) при содержании $(0,6-5) \times 10^{-3}$ % около половины меди находится в полевых шпатах, а остальная часть преимущественно в других породообразующих минералах. При данном уровне содержания четко заметна зависимость возрастания роли рудных минералов в качестве носителей меди при увеличении ее содержания. В амфиболито-подобной метасоматической породе из первичного литогеохимического ореола золота (табл. П-106, проба К-2118/2) при содержании меди 0,0088 % главный ее носитель — роговая обманка. На втором месте — халькопирит. Близкая картина и в метасоматитах березит-лиственитовой формации (табл. П-102, П-103), где при повышенном содержании меди она в основном находится в рассеянном состоянии.

Анализ имеющегося материала подтверждает известное мнение о том, что в эндогенных горных породах главные концентраты меди — сульфиды. Но при содержании ее меньше $(1-5) \times 10^{-3}$ % роль их как носителей этого элемента ничтожна. Часто при повышении содержания меди она возрастает (рис. 14). Граница содержания меди, выше которой в среднем больше 50 % ее концентрируется в сульфидах, в существенно полевошпатовых породах около 0,007 %; в других горных породах она существенно выше. В частных случаях возможны значительные отклонения от описанного характера минеральных балансов меди, особенно там, где имеются эпигенетические ореолы рудной минерализации. Пример приведен в табл. П-107.

Серебро. Минеральные балансы почти не изучены. В гра-

нитоидах при содержании $(6,3-9,7) \cdot 10^{-7} \%$ находится в рассеянном состоянии (табл. П-108). Судя по неполному минеральному балансу, в габбро-долерите оно возможно находится в минимально концентрированном состоянии при содержании около $2 \cdot 10^{-4} \%$.

Золото. См. раздел 3.3.

4.1.12. ПОДГРУППА ЦИНКА

Это одна из самых слабо изученных подгрупп. По цинку имеются лишь эпизодические балансы. Кадмий не изучен. Первые минеральные балансы ртути получены нами [40].

Цинк. В серпентините, диабазе и в образующихся по ним метасоматитах березит-лиственитовой формации при содержании цинка 0,003—0,008 % последний находится в рассеянном состоянии (табл. П-102, П-103). В других магматических породах при несколько меньшем содержании этот элемент тоже находится в рассеянном состоянии (табл. П-109, П-110).

Ртуть. До наших исследований было известно, что сульфиды и сульфосоли — концентраторы ртути, но она установлена и в силикатах [88, 121, 128, 144, 162]. Роль различных минералов как носителей ртути не была установлена. Первые минеральные балансы ртути определены на примере метасоматитов золоторудного проявления [40]. Полученные данные показали, что при содержании ртути в пробах $(1,5-1,9) \cdot 10^{-5} \%$ она распределяется по минералам преимущественно как рассеянный элемент (табл. П-111). В четырех случаях из шести больше половины ее рассеяно в кварце и силикатах, причем первостепенная роль среди носителей этого элемента принадлежит слюдам. При низком содержании или отсутствии слюд характер балансов резко меняется. Определяющими становятся либо халькофильные свойства ртути (проба 535), либо известная тенденция концентрации ее в наиболее поздних и низкотемпературных минералах, например, в кальците кварцевых прожилков (проба 561Б). Имеющийся материал подтверждает наличие значительных вариаций степени концентрации ртути в биотите. Это видно при сопоставлении проб 544 и 561А с пробой 570. Данное явление распространяется и на другие силикаты, например, на амфиболы (сопоставим сине-зеленую роговую обманку пробы 535 с актинолитом пробы 561А и 561Б). Отмеченное дает основания для предположения о том, что минеральный баланс ртути даже в однотипных горных породах непостоянный. Он, по-видимому, сильно зависит не только от общего содержания данного элемента, но и от условий нахождения горных пород, как в период их образования, так и впоследствии. В нашем случае сосредоточение основной массы ртути в силикатах, возможно, является следствием выноса наиболее подвижной ее части при гидротермальных процессах.

4.1.13. ПОДГРУППА ГАЛЛИЯ

В этой подгруппе галлий изучен несколько лучше других элементов. Но и здесь, несмотря на значительное количество минеральных балансов, данные эпизодические.

Галлий. Минеральные балансы галлия определены лишь для эндогенных, в основном магматических горных пород с околоскарповым его содержанием ($5 \cdot 10^{-4}$ — $13 \cdot 10^{-3}$ %), а также для двух метеоритов, где он заметно концентрируется в хромите (коэффициент концентрации 8—11). Однако хромит не относится здесь к наиболее важным его носителям (табл. П-90), поэтому и состояние данного элемента рассеянное. В ультрабазитах (табл. П-112), основных и средних интрузивных породах (табл. П-113), гранитоидах повышенной основности и щелочности (табл. П-114) он рассеян в основном в главных минералах почти пропорционально их содержанию. Лишь изредка наблюдается тенденция к существенной концентрации его в биотите (табл. П-114, проба 107). Но и биотит не относится к главным носителям галлия. В биотитовых гранитах состояние его тоже рассеянное (табл. П-115). Однако здесь с увеличением содержания галлия наблюдается заметный рост недостатка в суммах минеральных балансов, рассчитанных без учета аксессуарных минералов. Всего учтено 19 минеральных балансов [12, 13, 24, 110, 136]. При содержании галлия ($n \cdot 10^{-4}$ %) 14—16, 17—19, 20 и 21—38 средние значения сумм минеральных балансов, соответственно, 96, 87, 88 и 83 %. Не исключено, что это отражает тенденцию концентрации галлия в аксессуарных минералах. Если это так, то в гранитоидах при содержании галлия не меньше 0,01 % он должен находиться в состоянии минимальной концентрации. Некоторая тенденция к минимальной концентрации галлия наблюдается в гранитоидах с признаками эпигенетических изменений (табл. П-116). Причем местами она близка к реализации; так, в двуслюдяном граните из междуручья Урух и Псыган-Су (табл. П-116, проба А) почти третья часть галлия находится в мусковите при коэффициенте концентрации в этом минерале около 5. В щелочных гранитоидах тенденции к концентрации галлия не установлено. Балансы его в вулканогенных породах изучены крайне слабо. Вызывающие наибольшее доверие результаты изучения океанита с острова Жан Фернандес и щелочного базальта с Азорских островов [157] свидетельствуют о рассеянном его состоянии:

	Содержание, %	Океанит		Баланс, отн. %	Щелочный базальт		
		Ga, $n \cdot 10^{-4}$ %			Содержание, %	Ga, $n \cdot 10^{-4}$ %	Баланс, отн. %
Оливин	47	1		3	0	—	—
Пироксен	0	—		—	5	10	2
Плагноклаз	0	—		—	25	28	26
Осн. м.	53	23		76	70	25	65
В породе	100	16		79	100	27	93

Индий. Судя по результатам изучения феррогаббро из Ска-
ергаардского массива в восточной части Гренландии [179] и в
граните Арга-Ыннах-Хайского массива в Якутии [51], индий
в обычных горных породах находится в рассеянном состоянии,
хотя и проявляет тенденцию к накоплению в темноцветных
минералах:

Феррогаббро			
	Содержание, %	Ip, п. 10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %
Магнетит . . .	4,5	16	9
Ильменит . . .	5,5	29	20
Оливин . . .	13	5,6	9
Пироксен . . .	23	18	52
Плаггиоклаз . .	54	0,32	2
В феррогаббро	100	7,9	92

Гранит			
	Содержание, %	Ip, п. 10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %
Кварц	28	0	0
Мусковит . .	5	8	11
Биотит	5	49	70
П. шп.	60	1,5	26
В граните . .	98	3,5	107

Таллий. В гранитоидах, содержащих $(0,3—1,3) \cdot 10^{-4}$ % тал-
лия, последний находится в состоянии рассеяния. Главные но-
сители его — полевые шпаты, главные концентраторы — слюды
(табл. П-118). Есть данные, согласно которым таллий иногда
не концентрируется даже в слюдах [42]. К сожалению, боль-
шинство их некорректно.

4.1.14. ПОДГРУППА УГЛЕРОДА

В этой подгруппе некоторые данные имеются в сущности лишь
по олову и свинцу. Материалы по кремнию эпизодичны, а по
углероду и германию их нет.

Кремний. Практически весь находится в состоянии средней
концентрации. Данных, количественно характеризующих осо-
бенности этого состояния, нет. Некоторые работы содержат
сведения, достаточные для расчета минеральных балансов
(табл. П-21).

Олово. В биотитовых, биотит-амфиболовых, мусковитовых и
двуслюдяных гранитах (табл. П-119), а также в сиенитах,
включая нефелиновые, и в сиенитоподобных гибридных породах
(табл. П-120) при содержании олова $0,003—0,003$ % оно, как
правило, рассеяно в породообразующих минералах, особенно в
темноцветных. Однако уже на этом уровне иногда встречаются

исключения. Так, в биотитовых гранитах Соктуйского массива (табл. П-119, проба Б) 76 % его сконцентрировано в биотите, содержание которого в породе меньше 3 %. Иногда в число важных носителей олова входит сфен. Минеральные балансы существенно микроклиновых гранитов Алданского щита [15], рассчитанные без учета аксессуарных минералов, даже при содержании олова 0,0008—0,0012 % характеризуются преобладанием сумм существенно меньше 100 % (табл. П-121). Связано ли это, хотя бы отчасти, с наличием здесь аксессуарного касситерита, по имеющимся данным, сказать невозможно. В гялориолите Даурского вулканогена в Забайкалье олово находится в рассеянном состоянии [28]:

	Содержание, %	Sp, л · 10 ⁻⁴ %	Баланс, отн. %
Кварц	8	11	5
Биотит	1	8,3	0
П. шп.	11	6,0	4
Стекло	80	18	85
В гялориолите	100	17	94

В существенно сульфидных рудах при содержании олова $2,2 \cdot 10^{-4}$ % оно почти равномерно рассеяно по всем минералам, но уже при повышении содержания на порядок оказывается в состоянии минимальной концентрации (табл. П-122).

Имеющийся материал позволяет предполагать, что уровень содержания олова в гранитоидах, при котором оно в среднем примерно наполовину сосредоточено в собственных минералах, находится между 0,005 и 0,1 %.

Свинец. В серпентините и диабазе, содержащих 0,006—0,007 % свинца, последний находится в рассеянном состоянии (табл. П-102, П-103). В гранитоидах, содержащих до 0,003 % свинца, он в основном рассеян в полевых шпатах (табл. П-123, П-124). Вместе с тем для многих балансов, рассчитанных без учета аксессуарных сульфидов, характерны значительные недостатки сумм. Эти недостатки увеличиваются с возрастанием содержания свинца в породе. В шахтаминском гранодиорите, содержащем 0,002 % свинца, характеризующемся суммой минерального баланса 61 % (табл. П-125), качественно установлен галенит [109]. В гялориолите при содержании свинца 0,0025 % основная масса его находится в продуктах раскристаллизации стекла. В метасоматитах березит-лиственитовой формации, содержащих 0,003—0,004 % свинца, он находится иногда в рассеянном состоянии (см. табл. П-103), иногда — больше половины его сконцентрировано в магнетите (см. табл. П-102).

На основании отмеченных данных можно предполагать, что переход свинца из рассеянного состояния в состояние концент-

рации от минимальной до максимальной начинается, в зависимости от генезиса и минерального состава породы, при содержании этого элемента больше 0,001—0,006 %. Содержание, при котором завершается этот процесс, пока не представляется возможным установить. Некорректные данные о выветрелой полиметаллической руде (табл. П-126) показывают, что при расчетном содержании свинца больше 1 % на собственные минералы приходится меньше 80 % этого элемента.

4.1.15. ПОДГРУППА АЗОТА

Почти не изучена. Имеются лишь эпизодические данные по мышьяку и висмуту.

Мышьяк. Результаты анализа важнейших минералов полиметаллической руды (см. табл. П-126) позволяют считать, что при содержании мышьяка около 0,5 % он в основном сконцентрирован в собственных минералах.

Висмут. В гранитоидах при содержании висмута $(0,2—1,2) \times 10^{-5}$ % этот элемент в основном рассеян (табл. П-127), но уже здесь роль титаномagnetита и, возможно, даже собственно висмутовых минералов становится заметной.

4.1.16. ПОДГРУППА КИСЛОРОДА

Практически не изучена. Внушающие доверия данные представлены единственным минеральным балансом серы в нефелин-нозееановом сиените Ловозерского массива [74]:

	Содержание, %	S, %	Баланс, отн. %
Пирротин . . .	1,4	36	70
Эгирия	4,8	0,015	0,1
Арфведсонит .	4,4	0,013	0,1
Нефелин и п. шп. . . .	63	0,065	5,7
Нозеан . . .	24	0,87	29
<hr/>			
В сиените . .	97,6	0,72	104,9

4.1.17. ГАЛОГЕНЫ

Фтор. В гранитоидах при околоскарковом содержании больше чем наполовину сосредоточен в гидроксилсодержащих силикатах и апатите (табл. П-128).

Судя по результатам изучения коры выветривания ураль-

ских пегматоидных гранитов [36], при процессах каолинизации наследуется от слюд гидрослюдами:

	Содержание, %	Р, %	Баланс, отн. %
Кварц	35	0,018	7
Мусковит . .	2	0,54	12
Гидромуск. . .	13	0,54	81
Каолинит . .	20	0,015	3
Альбит	2,5	0	0
КПШ	27	0,013	4
<hr/>			
В породе . . .	99,5	0,087	107

Хлор. В гранитоидах проявляет менее выраженную, чем у фтора, тенденцию к концентрации в гидроксилсодержащих минералах (табл. П-128). Причина этого, очевидно, в сосредоточении хлора в газовой-жидких и отчасти минеральных микро-включениях, рассеянных по различным минералам.

4.1.18. ИНЕРТНЫЕ ГАЗЫ

Практически не изучены. Данные по диорито-гнейсам Кольского полуострова (см. табл. 11) свидетельствуют о концентрации почти всего гелия в амфиболе.

* * *

Итак, имеется обширный круг химических элементов, минеральные балансы которых не определялись или почти не определялись. Это две прямо противоположные группы химических элементов: первая — наиболее распространенные в литосфере; вторая — слабо распространенные и недостаточно освоенные в аналитическом отношении. Основная масса минеральных балансов относится к крупнокристаллическим горным породам с околоскарповым содержанием химических элементов. Поэтому, несмотря на наличие в литературе больше 2000 корректных минеральных балансов, граничные уровни содержания, характеризующие переход к состояниям концентрации, определены только для отдельных химических элементов и для некоторых минеральных ассоциаций, к тому же на основании недостаточного фактического материала. Отсюда следует, что даже те данные, которые сейчас имеются, нуждаются в уточнении и конкретизации. Но главная задача заключается в определении минеральных балансов для тех химических элементов и минеральных ассоциаций, где пока корректных данных нет.

4.2 О ЕСТЕСТВЕННЫХ ГРАНИЦАХ ПОТЕНЦИАЛЬНОГО МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В последние 100 лет средние и минимально промышленные содержания химических элементов в минеральном сырье снизи-

лось в 3—30 раз [54, 127], и снижение это продолжается. Отсюда возникают вопросы о естественных границах, до которых это снижение может продолжаться при сохранении основных принципов современной переработки минерального сырья, и о том, какие разработки нужно для того, чтобы обеспечить приемлемое извлечение полезных компонентов при выходе за эти границы. Особенно важен первый из них. Повышенное содержание интересующих химических элементов — это лишь одна из благоприятных предпосылок отнесения природных образований к потенциальному минеральному сырью. По мере снижения минимально промышленных содержаний все более важной становится другая — возможность обеспечения приемлемого извлечения этих элементов или их соединений. Последняя определяется степенью соответствия экономически целесообразных методов извлечения количественному соотношению различных форм нахождения интересующих элементов в природных образованиях. То есть речь идет о естественных границах тех состояний химических элементов, которые характеризуют их промышленные руды. Состояния эти индивидуальны. Так, для железа интерес представляют, как правило, границы состояния максимальной концентрации, причем не любой, а только такой, когда основная его масса сосредоточена в оксидах или гидроксидах (а не в пирротине, например). К исключениям относятся существенно сидеритовые образования, где основная масса железа находится в состоянии средней концентрации. В случае же рассеянных элементов, например, гафния и некоторых лантанидов, интерес представляет граница между состояниями минимальной концентрации и рассеяния. Встречаются и более сложные ситуации. Примером может быть золото. Здесь реальный интерес представляет граница рассеяния, поскольку освоенны природные образования, где оно находится в состояниях любой концентрации: максимальной (самородное золото), средней (золотосодержащие теллуриды) и минимальной (концентрация в сульфидах). Как видно из предыдущего раздела, целенаправленное изучение положения этих границ в разных природных образованиях только начинается. Поэтому возможности оценок резервов минерального сырья для большинства химических элементов пока малы.

Рассмотрим этот момент на примере меди — элемента средней изученности. По данным В. И. Смирнова [127], в течение последних 100 лет ее среднее содержание в добываемых рудах снизилось более чем в 6 раз. Анализ этого снижения показывает, что к середине следующего столетия среднее содержание меди в добываемых рудах уменьшится еще в 2 раза и достигнет примерно 0,4 % (рис. 15). По данным, приведенным в предыдущем разделе, можно только предполагать, что в большинстве случаев концентрация больше половины меди в сульфидах (исключая практически чисто сульфидные руды) достигается при

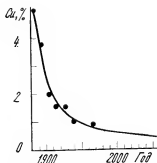


Рис. 15. Уменьшение среднего содержания меди в добывавшихся рудах по периодам от 1881 до 1980 г. и перспективы этого уменьшения

содержанию ее в породе $\leq 0,0n$ %. Среднее содержание меди в добываемом сырье будет удерживаться выше этого уровня, но минимально промышленное заметно к нему приблизится. Это, возможно, создаст качественно новую ситуацию, при которой главным критерием отнесения природных образований к потенциальным источникам меди будет количественное соотношение различных форм ее нахождения, а не содержание.

Рассмотрим с данных позиций имеющийся фактический материал по конкретным химическим элементам.

Редкие щелочные металлы. Наиболее перспективные источники этих элементов: соленосные отложения, руды других редких элементов и связанные с ними метасоматиты литогеохимических ореолов — в отношении минеральных балансов не изучены. Отсюда и ближайшие перспективы расширения минерально-сырьевой базы за их счет оценить трудно. Пока к возможным источникам лития и цезия можно относить гранитоиды с содержанием каждого из этих элементов $> (2-3) \cdot 10^{-3}$ %, где они преимущественно сосредоточены в слюдах, отчасти в амфиболах.

Бериллий. По данным зарубежной печати [164], промышленное содержание бериллия обычно принимается от 0,02 до 0,1 %. Минимальная из этих цифр соответствует тому содержанию бериллия в корях выветривания флюорит-слюдястых метасоматитов, при котором больше половины его рассеяно в породообразующих минералах. В подобных образованиях возможности снижения минимально промышленного содержания, при сохранении современных принципов обогащения, практически исчерпаны. Но в других минеральных ассоциациях ситуация значительно благоприятнее, особенно для гранитоидов (исключая наиболее щелочные) и кор их выветривания, где уже при содержании бериллия 0,006 % основная масса его концентрируется в бериллиевых минералах. Здесь принципиально возможно снижение промышленного содержания больше чем на порядок.

Бор. Пока резервом могут считаться только гранитоиды с содержанием бора $> 0,007$ %, где большая часть его сконцент-

рирована в собственных минералах. Наиболее перспективные образования в отношении минеральных балансов не изучены.

Иттрий. В будущем возможно получение из некоторых метаморфических пород, содержащих больше 0,002 % этого элемента, где большая часть иттрия сконцентрирована в тяжелых акцессорных минералах. В щелочных пегматитах это граничное содержание, вероятно, на порядок выше.

Лантаниды. Пока можно считать, что резервом минерального сырья здесь могут служить некоторые плагиогнейсы, мигматиты и гранитоиды с содержанием лантанидов: лантана $>0,005$ %, церия $>0,01$ %, неодима $>0,005$ %, европия $>0,009$ %, гадолиния $>0,0002$ %, хольмия $>0,003$ %, самария $>0,0004$ %, иттербия $>0,001$ %. В таких образованиях отмеченные элементы в основном сконцентрированы в тяжелых акцессорных минералах.

Титан. Промышленным считается содержание 10—50 % [164]. Пока наиболее перспективным резервом источников титана могут считаться некоторые основные и ультраосновные породы с содержанием его $>0,2$ %, где он преимущественно сконцентрирован в ильмените или титаномагнетите. Из космических объектов сюда можно отнести каменные метеориты с содержанием титана также больше 0,2 %. Иными словами, есть возможность снижения минимально промышленного содержания этого элемента примерно в 50 раз.

Цирконий. Промышленное содержание 0,5—10 % [164]. К резервам циркониевого сырья, по немногочисленным данным, относится значительная часть магматических и метаморфических пород, не содержащая больших количеств темноцветных минералов, особенно слюд, и содержащая циркония $>0,01$ %. Здесь этот элемент в основном сконцентрирован в цирконе и других циркониевых минералах. Таким образом, принципиально возможно снижение минимально промышленного содержания в 50 раз.

Торий. В будущем, вероятно, возможно извлечение тория из гранитоидов с содержанием его $>0,002$ %, где он в основном сконцентрирован в таких минералах, как циркон или торит.

Ванадий. Промышленное содержание 0,1—5 % [164]. По имеющимся эпизодическим данным, видно, что минимально промышленное содержание его находится вблизи граничного между состояниями минимальной концентрации и рассеяния. При содержании ванадия в горных породах 0,007—0,01 % наблюдаются случаи как концентрации основной массы его в хромшпинелидах или титаномагнетите, так и рассеяния в породообразующих силикатах. Закономерности варьаций минеральных балансов не ясны. Тем не менее очевидно, что ванадий относится к числу элементов, для которых уже сейчас главным фактором, определяющим конкретные возможности расширения минерально-сырьевой базы, является не содержание в по-

тении сырьев, а количественное соотношение различных форм нахождения.

Ниобий и тантал. Промышленное содержание ниобия варьирует от 0,1 до 1,8 %, а тантала — от 0,08 до 0,3 % [164]. Как показано выше, в гранитоидах (за исключением щелочных) и корях их выветривания ниобий и тантал почти полностью концентрируются в собственных минералах при суммарном содержании этих элементов $\geq 0,025$ %, т.е. принципиально возможно снижение величин промышленного содержания в среднем примерно на порядок.

Хром. Промышленное содержание хрома 10—50 % [164]. Наиболее реальным резервом потенциального сырья, очевидно, могут считаться ультрабазиты с содержанием хрома $> 0,3$ % и таких минералов, как пироксены и амфиболы, < 50 %. Здесь большая часть хрома сконцентрирована в хромшпинелидах. Среди космических объектов возможный источник — каменные метеориты с такими же характеристиками. Иными словами, возможно снижение минимально промышленного содержания хрома в 30 раз.

Молибден. Промышленное содержание варьирует от 0,003 % до 0,4 % [164]. В качестве резерва минерального сырья может рассматриваться та часть горных пород, которая принадлежит к наложенным литогеохимическим ореолам и содержит $> 0,0001$ % молибдена. В этом случае большая часть его сконцентрирована в собственных минералах. Применительно к отмеченным образованиям минимально промышленное содержание может быть снижено в 30 раз.

Вольфрам. Промышленное содержание 0,01—6,0 % [164]. Пока резервом сырья могут считаться гранитоиды с содержанием вольфрама $> 0,0005$ %, где, по имеющимся данным, он преимущественно сконцентрирован в вольфрамовых минералах, возможно снижение минимально промышленного содержания в 20 раз.

Кобальт. Промышленное содержание 0,06—0,08 % [164]. По имеющимся данным, одним из резервов минерального сырья можно считать метасоматиты, содержащие > 10 % сульфидов и $> 0,004$ % кобальта. Применительно к этим образованиям возможно снижение минимально промышленного содержания в 10 раз. Но снижение сульфидов приводит к увеличению граничного содержания, выше которого большая часть кобальта концентрируется в данных минералах. Среди космических объектов потенциальными источниками кобальта могут считаться метеориты, где он почти весь находится в металлических фазах.

Никель. Промышленное содержание 1,3—4,6 % [164]. Резервом могут считаться метасоматиты с содержанием сульфидов > 5 % и никеля $> 0,2$ %. В них большая часть этого элемента находится в сульфидах. Есть возможность понижения минимально промышленного содержания примерно в 5 раз. Из

космических объектов потенциальными источниками никеля могут считаться метеориты, в которых никель почти полностью сосредоточен в металлических фазах.

Золото. Промышленное содержание 0,001—0,003 % [164]. По имеющимся данным, резервом могут считаться метасоматиты с содержанием золота $>0,00008\%$, где большая часть этого элемента сосредоточена в сульфидах. В породах с меньшим содержанием несистематически золото может находиться в минимально концентрированном состоянии. Таким образом, в некоторых золотоносных метасоматитах снижение минимально промышленного содержания золота достигло того естественного предела, за которым при обогащении резко возрастут потери металла. Следовательно, как и для ванадия, возможности снижения минимально промышленного содержания здесь связаны с поисками благоприятных минеральных ассоциаций, таких, где невысокое содержание золота сочетается с благоприятным количественным соотношением форм его нахождения. Вероятно, к ним относятся коры выветривания золотоносных метасоматитов и некоторые другие экзогенные образования.

* * *

Итак, полученные данные пока еще далеки от тех, которые необходимы для всесторонней оценки возможностей увеличения минерально-сырьевой базы за счет снижения минимально промышленного содержания интересующих химических элементов в используемом минеральном сырье. Тем не менее они достаточны для приблизительной оценки 12 химических элементов. Результаты этой оценки подтверждают своевременность постановки вопроса о целенаправленных исследованиях. Они показывают, что, хотя отмеченные возможности велики, в ряде случаев близка качественно новая ситуация, при которой главным фактором, определяющим возможность отнесения тех или иных природных образований к потенциальному минеральному сырью, становится не величина содержания интересующего элемента, а количественное соотношение форм его нахождения.

ВЫВОДЫ

Корректные определения минеральных балансов имеются в основном для химических элементов средней распространенности. Причем абсолютное большинство их определено для эндогенных пород с окологларковым содержанием этих элементов. Поэтому содержания, ограничивающие то состояние химических элементов, которое благоприятно для промышленного освоения природных образований, определено лишь в отдельных случаях. Необходимы систематические целенаправленные исследования. Имеющиеся фрагментарные данные показывают, что

теоретические возможности вовлечения в производство современного типа новых источников минерального сырья за счет снижения минимально промышленных значений содержания интересующих химических элементов, в целом, велики, но для некоторых конкретных минеральных ассоциаций практически исчерпаны. Необходимо систематическое определение минеральных балансов главных и особенно второстепенных химических элементов в минеральном сырье и в тех горных породах, которые характеризуют литогеохимические ореолы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определение минеральных балансов началось в середине двадцатого столетия с целью получения количественных, поддающихся контролю данных о распределении редких, рассеянных, радиоактивных и некоторых других химических элементов по минералам распространенных горных пород. Сейчас возникла ситуация, требующая переориентации исследований в интересах определения перспектив наблюдающегося последовательного снижения минимально промышленных содержаний химических элементов в минеральном сырье. Это обусловлено как ограниченностью природных ресурсов, так и необходимостью охраны окружающей среды.

Минеральный баланс, несмотря на очевидные его недостатки,— единственное средство получения заслуживающих доверия данных о тех пределах снижения содержания интересующих химических элементов, до которых распределение последних по относительно крупным частицам минералов остается близким к характерному для полезных ископаемых, т. е. о пределах, за которыми распределение химических элементов по минералам принципиально меняется и, как правило, становится близким к наблюдаемому в обычных горных породах. Исследований с целью определения этих пределов пока проводилось очень мало. Причина заключается в том, что определение минеральных балансов, особенно для образований, промежуточных между полезными ископаемыми и обычными горными породами, не гарантируется точностью современных количественных анализов. Отработанные приемы комбинированного (микрообогатительного) метода позволяют существенно уменьшить влияние этого обстоятельства. С их помощью можно уверенно определять минеральный баланс достаточно освоенных аналитиками химических элементов в плотных горных породах и полезных ископаемых, сложенных мономинеральными частицами размером крупнее 30 мкм; в неполнокристаллических плотных горных породах и рудах, где кроме отмеченных частиц имеется только стекло; в рыхлых образованиях где мономинеральными плотными частицами мельче 30 мкм представлен больше чем наполовину только один из интересующих исследователя минералов. Применение комбинаций оптических методов с микроанализом иногда дает возможность определения минеральных

балансов химических элементов в плотных образованиях с крупностью мономинеральных частиц больше 10 мкм. Но в целом возможности пока невелики, прежде всего из-за недостаточной чувствительности методов микроанализа в отношении большинства химических элементов. Во всех не отмеченных случаях определение минеральных балансов остается искусством и не всегда возможно.

К настоящему времени имеются корректные данные о минеральных балансах только 53 химических элементов. Причем данные по 21 элементу представлены 1—5 эпизодическими минеральными балансами. Еще для нескольких элементов имеются некорректные данные, часть которых приведена в работе. Для 38 элементов количество корректных определений варьирует от десятков до сотен. Однако большинство их, как правило, относится к какому-то одному типу обычных горных пород. Поэтому информативность материала чаще всего не отвечает количеству определений. Закономерности вариаций минеральных балансов наиболее полио прослеживаются на примере бериллия, ниобия с танталом и золота. Анализ имеющихся материалов показывает, что закономерности эти сложны и определяются главным образом тремя факторами: содержанием интересующего элемента (иногда суммарным нескольких элементов) в природном образовании, минеральным составом этого образования и особенностями его генезиса. Поэтому пределы снижения содержания даже для одного и того же химического элемента в разных природных образованиях различные. Они определяются положением областей перехода химических элементов из одних состояний концентрации или рассеяния в другие. Теоретически в наиболее общем случае можно представить следующий полный ряд смены состояний по мере роста содержания химического элемента в природных образованиях. Сначала относительно равномерное рассеяние в виде примеси в главных минералах горной породы. Это состояние рассеяния. Затем концентрация опять же в виде примеси основной массы интересующего элемента в чужих аксессуарных или второстепенных минералах — состоянии минимальной концентрации. Оно сменяется состоянием средней концентрации, т. е. сосредоточением основной массы элемента в собственных минералах, сложенных их меньше чем на 50 %, и дальше состоянием максимальной концентрации в минералах, сложенных интересующим элементом на 50—100 %. Переход от состояния к состоянию осуществляется постепенно. Не для всех элементов и не во всех условиях реализуется весь ряд. Отдельные звенья, особенно крайние, нередко выпадают.

К полезным ископаемым, за немногим исключением, относится часть последнего из возможных для данного химического элемента звена ряда. Какова задействованная часть этого звена и каков остающийся резерв, установлено лишь для не-

скольких химических элементов и на примере отдельных природных образований. Но и эти материалы показывают, что ситуация сильно варьирует. Так, для хрома, циркония, титана возможно снижение минимально промышленных значений содержания в 30—50 раз при сохранении теоретической возможности извлечения большей их части в концентраты методами, заключающимися в механическом разделении минералов. Для золота возможности такого снижения, по крайней мере, в некоторых образованиях почти исчерпаны. В отношении золота, ванадия и, вероятно, некоторых других химических элементов в обозримом будущем возникнет принципиально новая ситуация, при которой главным фактором, определяющим возможность отнесения природных образований к потенциальным рудам, станет не содержание отмеченных элементов, а количественное соотношение различных форм их нахождения.

В верхней, освоенной, части земной коры есть резерв образований, которые могут уже при имеющемся или близком к нему уровне технологии обогащения прийти на смену богатым рудам в качестве источников химических элементов. Настало время для всесторонней оценки этого резерва. Одно из первостепенных мест в этих исследованиях должно занять определение закономерностей вариаций характера минеральных балансов химических элементов в горных породах, представляющих литогеохимические ореолы.

**ТАБЛИЦЫ
МИНЕРАЛЬНЫХ
БАЛАНСОВ
ХИМИЧЕСКИХ
ЭЛЕМЕНТОВ**

ЩЕЛОЧНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЛИТИЙ

Таблица П-1

Минеральный баланс лития в кварцевых диоритах и гранодиоритах

Минерал	Са*			181			Мир			129		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	13	0,5	1	9	5,0	3	7	Н. о.	—	22	9,7	9
Эпидот	0	—	—	1	37	2	0	—	—	0	—	—
Рог. обм.	7	33	38	30	33	62	14	24	15	10	13	5
Диопсид-геденбергит	0	—	—	0	—	—	7	21	6	0	—	—
Биотит	0	—	—	0	—	—	7	200	61	9	190	68
Плаггиоклаз	51	2	60	48	11	33	49	6	13	46	9,2	17
КПШ	26	0,5	7	10	1,5	1	13	10	6	12	1,0	0
В породе	97	6,0	101	98	16	101	97	23	101	99	25	99

* Са и Мир — гранодиорит Сапкольского массива и кварцевый диорит Миричунского массива, Восточный Саян [25]; 181 и 129 — гранодиориты Еленовского и Канадского массивов, Южный Урал [119]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание лития в минералах и породе, $\mu\text{г} \cdot 10^{-4} \%$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-2

Минеральный баланс лития в сиенитах, грано-сиените и сиенито-диорите

Минерал	Дж*			А6/3			Хор			1147		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	6	Н. о.	—	16	Н. о.	—	6	Н. о.	—	0	—	—
Диопсид-геденбергит	5	37	13	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Амфибол	10	36	26	3	87	19	8	49	17	10	400	67
Биотит	0	—	—	3	290	62	4	280	49	0,2	800	3
Плаггиоклаз	44	10	31	14	3,1	3	51	10	22	1	Н. о.	—
КПШ	31	12	27	63	2,5	11	27	10	12	88	18	26
В породе	96	14	97	99	14	95	96	23	100	99,2	60	96

* Дж и Хор — сиенито-диориты Джугоньского и Хоройского массивов, Восточный Саян [25]; А6/3 — граносиенит, Селеро-Восточная Тува [61]; 1147 — щелочной сиенит, гора Сандык, Северная Киргизия [48].

Таблица П-3

Минеральный баланс лития в биотитовых гранитах

Минерал	25а*			108			835/65		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	32	7,0	11	36	14	11	32	3	1
Биотит	4	360	72	5	710	81	4	2500	91
Плагноклаз	38	5,8	11	27	11	7	28	35	9
Микроклин	26	1,0	1	31	9,9	7	34	6	2
В породе . . .	100	20	95	99	44	106	98	110	103

* 25а и 108 — Карабутакский и Суундукский массивы на Южном Урале [119]; 835/65 — амазонитовые апограниты, Сибирь [68].

Таблица П-4

Минеральный баланс лития в амазонитовых гранитах и пегматитах

Минерал	376/65*			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	25	5	1	25	Н. о.	—	31	Н. о.	—
Турмалин . . .	0	—	—	2	6200	20	2	1400	3
Мусковит . . .	2	3500	28	9	3800	54	5,5	18700	95
Биотит	10	1500	60	0	—	—	0	—	—
Плагноклаз	30	70	8	24	310	12	13	16	0
КГШ	31	3,5	0	40	250	16	48	30	1
В породе . . .	98	250	97	100	630	102	99,5	1080	99

* 376/65 — амазонитовый апогранит Биту-Джидинского массива, Юго-Западное Прибайкалье [68]; В и Г — пегматиты Восточной Сибири [135].

Таблица П-5

Минеральный баланс лития и рубидия в нефелиновых сиенитах Северо-Восточной Тувы [61]

Минерал	Эд-165						Эд-167					
	Литий			Рубидий*			Литий			Рубидий		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3	
Пироксен . . .	11	120	20	69	8	7	130	14	60	4		
Биотит	9	480	66	350	31	5,5	660	56	530	29		
Нефелин . . .	21	49	16	78	16	23	43	15	70	16		
ЩГШ	56	2,4	2	86	48	63	5,8	6	78	49		
В пробе . . .	97	65	104	100	103	98,5	65	91	100	98		

* Здесь и далее содержание рубидия в минералах и породах — в 10^{-4} %.

Таблица П-6

Минеральный баланс лития и рубидия в сильно альбитизированных гранитах Забайкалья [41]

Минерал	А*					103/1				
	Литий			Рубидий		Литий			Рубидий	
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Флюорит . . .	0	—	—	—	—	2	14	0	3,8	0
Кварц	20	1,0	17	1,0	0	15	2,2	0	21	1
Альбит	50	1,4	58	32	4	50	140	90	240	33
Микроклин	30	1,0	25	1400	93	33	2,8	1	680	62
В породе . . .	100	1,2	100	450	97	100	78	91	360	96

* А — гранит-порфир. Оймурского массива; 103/1 — гранит массива Безымянка.

Таблица П-7

Минеральный баланс лития в вулканогенных породах

Минерал, вещество	448*			С-39			С-449		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	11	17	7	8	14	4	8	12	3
Биотит	0	—	—	1	250	10	0	—	—
П. шп.	17	13	9	11	0	0	14	0	0
Стекло	67	28	75	80	25	80	74	40	87
В породе . . .	95	25	91	100	25	94	96	34	90

* 448 — витрокластический сваренный туф из позднеюрской-раннемеловой базальт-липаритовой формации Забайкалья [79]; С-39 и С-449 — гналоморлит и игнимбрит гналоморлита харалгинского комплекса, Забайкалье [28].

НАТРИЙ

Таблица П-8

Минеральный баланс химических элементов в базальтовой «фазе С» метеорита «Капоета» [153]

Минерал	Натрий			Магний		Кальций		Алюминий	
	1*	2	3	2	3	2	3	2	3
Хромит	0,16	Н. о.	—	1,67	0,1	Н. о.	—	4,71	0,1
Кристаллит	0,96	0,02	0,0	0,00	0,0	0,08	0,0	0,36	0,0
Витлокит . . .	0,11	0,61	0,2	1,54	0,0	30,66	0,5	0,13	0,0
Авгит	1,6	0,05	0,2	6,87	2,1	10,96	2,5	0,70	0,1
Гиперстен . . .	0,46	0,04	0,0	8,08	0,7	1,11	0,1	0,20	0,0
Пижонит . . .	63,3	0,02	3,2	8,20	97,4	4,15	37,6	0,46	3,9
Плагноклаз	33,5	1,12	96,2	0,00	0,0	12,41	59,5	21,53	95,9
В «фазе С»	100,09	0,39	99,8	5,33	100,3	6,99	100,2	7,52	100,0

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание химических элементов, мас. %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-9

Минеральный баланс натрия и калия в метаморфических породах Сомогидравского бассейна, Венгрия [148]

Минерал	Гнейс, Дег-3.11					Сланец, GB-29.2				
	Натрий			Калий		Натрий			Калий	
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Кварц	46	0	0	0	0	57	0	0	0	0
Хлорит	6	Н. о.	—	Н. о.	—	0	—	—	—	—
Мусковит . . .	0	—	—	—	—	15	1,16	21,5	7,84	49,6
Биотит	15	0,14	1,0	7,41	96,7	16	0,27	5,3	7,40	50,0
Каолинит . . .	0	—	—	—	—	2	Н. о.	—	Н. о.	—
Плагноклаз	31	6,32	96,5	0,02	0,5	8	7,98	78,8	0,12	0,4
В породе . . .	98	2,03	97,5	1,15	97,2	98	0,81	105,6	2,37	100,0

Т а б л и ц а П-10

Минеральный баланс химических элементов в граноднорите из Пенсильвании, США [158]

Минерал	Натрий			Магний		Алюминий	
	1	2	3	2	3	2	3
Кварц	26,1	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
Сфен	0,65	Н. о.	—	0,00	0,0	0,81	0,1
Эпидот	0,52	Н. о.	—	0,02	0,0	11,67	0,7
Амфибол	4,82	1,16	2,3	4,90	25,1	6,17	3,5
Биотит	10,9	0,07	0,3	6,30	73,0	8,12	10,5
Плагиоклаз	45,6	5,31	97,6	0,00	0,0	13,28	72,0
К П Ш	11,2	0,95	4,3	0,00	0,0	9,79	13,0
В породе . . .	99,79	2,48	104,5	0,94	98,1	8,41	99,8

КАЛИЙ

(см. также табл. П-9)

Таблица П-11

Минеральный баланс калия в гранодiorитах (КМ-49, КМ-40) и гранитах (КМ-20, КМ-41) Удино-Газимурского района, Восточное Забайкалье [62]

Минерал	КМ-49			КМ-40			КМ-20			КМ-41		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0,70	Н. о.	—	0,85	Н. о.	—	0,94	Н. о.	—	1,31	Н. о.	—
Кварц . . .	18,7	Н. о.	—	21,2	Н. о.	—	24,4	Н. о.	—	31,1	Н. о.	—
Амфибол	2,77	1,16	1,3	0,76	Н. о.	—	0,2	Н. о.	—	0	Н. о.	—
Бiotит	13,0	7,50	39,0	8,1	7,50	22,3	4,7	7,03	10,3	1,44	7,00	2,0
К П Ш . . .	9,34	11,36	42,4	15,4	11,42	64,7	23,3	10,66	77,4	35,8	12,11	86,7
Плаггиоклаз	55,3	0,64	14,2	53,3	0,42	8,2	46,2	0,58	8,3	29,4	1,81	10,6
В породе	99,81	2,50	96,9	99,61	2,72	95,2	99,74	3,21	96,0	99,05	5,00	99,3

РУБИДИЙ

(см. также табл. П-5 и П-6)

Таблица П-12

Минеральные балансы рубидия в биотитовых гранитах

Минерал	КМ-41*			45а			В-118			849а/45		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	32	—	—	32	3,7	1	30	—	—	30	8	1
Биотит	1,4	930	8	3,3	1400	21	4,2	970	19	3	4200	29
Плаггиоклаз	29	27	5	39	10	2	37	20	3	36	19	2
К П Ш	36	450	95	25	610	69	27	610	75	31	820	59
В породе . . .	98,4	170	108	99,3	220	93	98,2	220	97	100	430	91

* КМ-41 и В-118 — Удино-Гвинимурский район Восточного Забайкалья [62]; 45а — Карабулакский массив на Южном Урале [120]; 849а/45 — Биту-Джидинский гранитный массив [69]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав проб, мас. %; 2 — содержание рубидия в минералах и гравитах, $\cdot 10^{-4}\%$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-13

Минеральный баланс рубидия в гранодиоритах

Минерал	А*			187			Б			КМ-28		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	13	10	2	21	7,7	2	30	—	—	17	—	—
Эпидот	0	—	—	2	20	0	0	—	—	0	—	—
Рог. обм. . . .	7	5	0	5	21	1	1	40	0	9	16	1
Хлорит	0	—	—	13	18	2	0	—	—	0	—	—
Биотит	0	—	—	0	—	—	3,6	650	18	19	400	63
Плаггиоклаз	51	10	6	43	88	40	24	40	7	48	72	29
К П Ш	26	260	84	15	300	48	41	250	79	6	260	13
В породе . . .	97	80	92	99	94	93	99,6	130	104	99	120	106

*А — Вугудинский комплекс Восточного Саяна [25]; 187 — Еленовский массив на Южном Урале [120]; Б — Сусамырский батолит, Средняя Азия [136]; КМ-28 — Гвинимурский район, Восточное Забайкалье [62].

Таблица П-14

Минеральный баланс рубидия в щелочных гранитоидах

Минерал	И-140*			А			671			268		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	0	—	—	6,1	Сл.	0	4,9	Н. о.	—	0	—	—
Амфибол . . .	1,6	10	0	3,8	41	1	2,5	89	1	0	—	—
Пироксен . . .	0	—	—	3,2	29	1	0	—	—	1,3	70	0
Биотит	1,2	320	11	0	—	—	5,6	900	25	4,3	900	7
Нефелин . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	16	410	12
Плагноклаз . .	18	14	7	54	16	7	37	20	4	0	—	—
К П Ш	78	35	76	30	360	90	47	310	73	75	560	76
В породе . . .	98,8	36	94	97,1	120	99	97,0	200	103	96,6	550	95

* И-140 — сиенит из Северо-Восточной Тувы [61]; А — сиенито-диорит из бугульминского комплекса Восточных Саян [25]; 671 — сиенит из джидинского комплекса Восточной Сибири [99]; 268 — нефелиновый сиенит из массива гор Сандык Селерной Киргизии [48].

Таблица П-15

Минеральный баланс рубидия в мусковитовых и двуслюдяных гранитах

Минерал	211*			113			А		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	38	21	4	29	3,7	1	37	110	7
Хлорит	2,1	69	1	0	—	—	0	—	—
Мусковит . . .	6,0	690	22	2	510	6	1,4	5000	12
Биотит	0	—	—	3,0	870	15	3,2	3300	18
Плагноклаз . .	33	73	13	35	21	4	28	280	13
К П Ш	20	580	61	31	450	78	30	900	45
В породе . . .	99,1	190	101	100	180	104	99,6	600	95

* 211 и 113 — Среднеушкатнянский и Суундуковский массивы на Южном Урале [120]; А — Каменные могилы на Украине [77].

Таблица П-16

Баланс рубидия в вулканогенных породах

Минерал	18290*			31-8			С-39		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	0	Н. о.	—	0	—	—	8,4	8	0
Оливин	4	Н. о.	—	0	—	—	0	—	—
Пироксен	22	0,2	0	0	—	—	0	—	—
Биотит	0	—	—	3,3	200	2	1,3	850	2
Плагиоклаз	13	4,2	2	17	18	1	10	190	4
Акцессорные	Н. о.	—	—	2,5	32	0	Н. о.	—	—
Оси. м.	61	56	100	76	400	95	80	530	88
В породе . . .	100	34	102	98,8	320	98	98,7	480	94

* 18290 — щелочной базальт Азорских островов [157]; 31-8 — витрокластический сваренный туф дацитового состава из Забайкалья [79]; С-39 — гнапориолит, Забайкалье [28].

ЦЕЗИЙ

Таблица П-17

Минеральный баланс цезия в гранитоидах повышенной основности или щелочности

Минерал	129*			206			С		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	22	0	0	16	Сл.	0	30	Н. о.	—
Рог. обм.	10	0,5	2	14	2,5	15	1	4,2	1
Биотит	9	10	36	0	—	—	4	51	58
Плагиоклаз	46	2,8	52	44	2,0	38	24	0,8	5
К П Ш	12	2,8	13	25	4,5	49	41	3,0	35
В породе	99	2,5	103	99	2,3	102	100	3,5	99

* 129 — гранодиорит Каяндинского массива, Южный Урал [119]; 206 — сиеенидиорит Еленовского массива, Южный Урал [119]; С — крупнозернистый алфилоло-биотитовый гранит Сусамырского массива, Киргизия [130]. Здесь и далее: 1 — содержание минералов в пробе, мас. %; 2 — содержание цезия в минералах и в породах, $\mu\text{г}/\text{г}$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-18

Минеральный баланс цезия в гранитах

Минерал	25*			45а			835/65			376/65		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	26	0	0	32	0	0	32	Н. о.	—	25	Н. о.	—
Серпентин	0	—	—	0	—	—	0	—	—	2	100	12
Биотит	5	15	37	3	32	37	4	140	56	10	105	62
Плагиоклаз	51	1,7	43	39	1,9	28	28	3	8	30	5	9
Ортоклаз	—	—	—	—	—	—	—	—	—	17	8	8
Микроклин	18	2,3	21	25	3,5	34	34	10	34	14	10	8
В породе	100	2,0	101	99	2,6	99	98	10	98	98	17	99

* 25 и 45а — Карабулакский массив, Южный Урал [119]; 835/65 и 376/65 — амазонитовые алограниты, Сибирь [68].

Таблица П-19

Минеральный баланс цезия в миароловых пегматитах Восточной Сибири [135]

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	31	Н. о.	—	34	Н. о.	—	25	Н. о.	—	31	Н. о.	—
Мусковит . . .	0	—	—	4,5	66	13	9	300	23	6	3200	77
Биотит	2	65	16	0,5	250	5	0	—	—	0	—	—
Плагноклаз	7	7	6	8	11	4	24	87	17	13	24	1
К П Ш	59	10	74	53	34	78	40	170	57	48	140	27
В породе . . .	99	8	96	100	23	100	98	120	97	98	250	105

* Пегматиты: А — кварц-полевошпатовый, Б — мусковит-берилловый, В — микролин-альбитовый, Г — мусковит-берилл-топазовый.

Таблица П-20

Минеральный баланс цезия в вулканогенных породах

Минерал, вещество	458*			С-449			448		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	13	5	2	8	5	0	11	24	0
П. шп.	11	12	3	18	12	1	17	160	1
Тяжелые ак- цессорные	1	Н. о.	—	0	—	—	0,5	110	0
Стекло, осн. м.	69	47	85	74	220	81	67	3300	96
В породе . . .	94	38	90	100	200	82	95,5	2300	97

* 458 и 448 — антропогенные сваренные туфы липаритового состава, базальт-липаритовая формация Забайкалья [79]; С-449 — игнимбрит гнапориолита из харалганского комплекса Забайкалья [28].

ЩЕЛОЧНОЗЕМЕЛЬНЫЕ МЕТАЛЛЫ

БЕРИЛЛИЙ

(см. раздел 3—1 и табл. 4, 5)

МАГНИЙ И КАЛЬЦИЙ

Таблица П-21

Минеральный баланс химических элементов в лунном троктолитовом гранулите (обр. 76535. Аполо-17), Северный массив [156]

Минерал	Магний			Кальций		Алюминий		Кремний	
	1*	2	3	2	3	2	3	2	3
Оливин	37	28,4	82,7	0,00	0	Н. о.	—	18,6	34,1
Бронзит . . .	4	19,7	6,2	1,07	1	0,8	0,3	26,1	5,2
Плагноклаз	58	Н. о.	—	13,44	108	18,7	107,4	21,0	60,3
В породе . . .	99	12,7	88,9	7,22	109	10,1	107,7	20,2	99,6

* 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание химических элементов в минералах в породе, мас. %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

СТРОНЦИЙ

Таблица П-22

Минеральный баланс стронция, скандия, иттрия в хондритах [170]

Минерал	Гуарена					Модос				
	Стронций			Скан- дий		Скандий			Иттрий	
	1*	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Металл	18	<1	<1	1,0	2	8	0,6	1	<0,5	<2
Троилит	6	7	3	4,7	4	7	4,3	4	1	3
Хромит	0,8	6	0	3,0	0	0,8	2	0	<3	0
Фосфат	0,6	Н. о.	—	3,3	0	0,7	44	4	160	53
Оливин	35	5	12	4,5	20	46	4,0	22	<0,5	<11
Ортопир	26	12	21	8,0	26	23	11	31	0,8	9
Клинопир	4	12	3	42	21	4	68	33	5,3	10
Плагноклаз	10	80	53	2,4	3	10	6	7	<0,3	<1
В метеорите	100,4	15	<93	8,0	76	99,5	8,2	102	2,1	89

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас. %; 2 — содержание элементов в минералах и пробах, $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-23

Минеральный баланс стронция в гранитоидах

Минерал	7163*			7146			А			112/1		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	31	—	—	25	2,0	8
Апатит	0,4	380	1	0,1	230	0	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Сфен	1,1	210	1	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Эпидот	0	—	—	0,3	290	0	0	—	—	0	—	—
Рог. обм. . . .	12	30	2	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Биотит	17	40	4	11	30	1	2,2	34	0	2,5	50	19
Плагноклаз	55	320	98	30	400	52	7,5	48	2	35	9,8	53
К П Ш	2,0	200	2	29	420	53	59	380	97	38	3,0	18
В породе . . .	87,5	180	108	70,4	230	106	99,7	230	99	100,5	6,5	98

* 7163 и 7146 — соответственно кварцевый диорит и биотитовый гранит Верхнеотского массива на Среднем Урале [21]; А — средние данные по микроклиновым пегматитам одного из районов Восточной Сибири [135]; 112/1 — сильно альбитизированный гранит из Забайкалья [41].

Т а б л и ц а П-24

Минеральный баланс стронция и бария в онгонитах дайки Амазонитовая [58]

Минерал, вещество	Ох-655/54				
	Стронций			Барий	
	1	2	3	2	3
Альбит	29	10	22	26	24
К П Ш	8,2	17	11	63	16
Осн. м. . . .	60	14	65	37	69
В породе . . .	97,2	13	98	32	109

Минерал, вещество	Ох-655/95				
	Стронций			Барий	
	1	2	3	2	3
Альбит	19	14	19	20	19
К П Ш	14	16	16	31	22
Осн. м. . . .	66	13	61	19	63
В породе . . .	99	14	96	20	104

БАРИЙ

(см. также табл. П-24)

Таблица П-25

Минеральный баланс бария в альбитизированных гранитах Забайкалья [41]

Минерал	Оймурский массив						Массив Безымянка		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	28	8,1	11	25	6,7	2	39	44	13
Альбит	17	11	9	42	41	16	28	180	39
Микроклин	55	30	79	33	270	81	33	190	48
В породе . . .	100	21	99	100	110	99	100	130	100

Таблица П-26

Минеральный баланс бария в миароловых гранитных пегматитах Восточной Сибири [135]

Минерал	А			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	25	Н. о.	—	34	Н. о.	—	31	Н. о.	—
Турмалин . . .	1,7	Н. о.	—	0,08	Н. о.	—	3,5	Н. о.	—
Мусковит . . .	9,2	18	13	4,6	10	0	0,0	—	—
Биотит	0,1	<70	0	0,52	290	1	1,6	170	1
Плагноклаз . .	24	12	22	8,0	30	2	19	13	1
КГПШ	40	20	62	53	260	98	45	480	80
В породе . . .	100	13	97	100,2	140	101	100,1	270	82

ПОДГРУППА БОРА

БОР

(см. также табл. 2)

Таблица П-27

Минеральный баланс бора в биотитовых гранитах

Минерал	А*			218			839/65		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	30	4	5	38	8	13	32	8	9
Турмалин . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Биотит . . .	3	6	1	3,5	6	1	4	7	1
Плагиоклаз .	36	50	82	26	60	65	28	83	80
КПШ	31	7	10	32	10	13	34	9	11
В породе . .	100	22	98	99,5	24	92	98	29	101

* А и 839/65 — Западное Прибайкалье, Бити-Джидинский массив [69]; 218 — Южный Тянь-Шань, Учкочконский массив [2]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание бора в минералах и породах, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-28

Минеральный баланс бора в гранитоидах Южного Тянь-Шаня [2]

Минерал	106			242		
	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	28	6,0	10	15	8,0	3
Рог. обм. . .	2,5	15	2	1,3	20	1
Биотит . . .	3,8	6,0	1	7,6	6,0	1
Плагиоклаз .	30	35	62	57	60	90
Микроклин .	35	9,0	19	19	10	5
В породе . .	99,3	17	94	99,9	38	100

Таблица П-29

Минеральный баланс бора в онгонитах [6]

Минерал. вещество	Ох-1954			Ох-1950			БН-1700			АБ-428			АБ-1700		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	0	—	—	7,6	13	9	12	10	13	12	10	2	9,6	16	2
Топаз . . .	Н. о.	6,3	—	Н. о.	5	—	0	—	—	0,2	6,2	0	0,2	6,5	0
Слюда . . .	0,2	15	0	0,7	15	1	0	—	—	0	—	—	0,6	120	1
Альбит . . .	5,2	10	5	20	12	22	21	8	19	16	26	7	15	20	4
КПШ . . .	1,1	19	2	8,0	22	16	14	8,5	13	10	38	6	12	25	4
Оси. м. . .	93	10	93	63	9	52	52	8,0	46	61	69	69	61	75	64
В породе . .	99,5	10	100	99,3	11	100	99	9,0	91	99,2	61	84	98,4	72	75

Таблица П-30

Минеральный баланс бора в некоторых эффузивных породах Монголии и Забайкалья [6]

Минерал, вещество	Латит ХВ-235			Риолит ДД-4133			Комендат ХБ-4020		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	Н. о.	—	—	5,3	10	0	3,0	9,0	1
Диопсид . . .	6,0	2,8	0	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	0	—	—	0,3	14	0	Н. о.	—	—
Плагноклаз .	26	14	4	2,9	18	0	Н. о.	—	—
КПШ . . .	0	—	—	4,2	12	0	18	17	11
Оси. м. . .	64	140	90	87	470	100	76	32	87
В породе . .	96	100	94	99,7	410	100	97	28	99

АЛЮМИНИЙ
(см. табл. П-21)
СКАНДИЙ

Таблица П-31

Минеральные балансы скандия в ультрабазитах

Минерал	С-194*			С-237			С-193			143			127		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . .	0	—	—	0	—	—	0	0	—	2	0	0	0	—	—
Хромшпинелид	1	10	2	2	2	1	2	8	2	0	—	—	0	—	—
Оливин . . .	87	4,1	76	89	4,9	79	93	7	93	12	6	1	16	4,5	1
Диопсид . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	43	140	75	48	180	79
Энстатит . .	12	10	26	9	11	18	4	11	6	32	32	13	22	41	8
Серпентин . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	11	17	2	11	16	2
В породе . .	100	4,7	104	100	5,5	98	99	7,0	101	100	80	91	97	110	90

* С-194, С-237, С-193 — гарцбургит, пироксеновый дунит и дунит из Восточного Саяна [132]; 143, 127 — оливиновые пироксениты Малого Кавказа, АзССР [146]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание элементов в минералах и породах, $l \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-32

Минеральные балансы скандия в гранитоидах Южного Гиссара, Таджикистан [87]

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	10	Н. о.	—	29	Н. о.	—	32	2	8	32	2	11
Рог. обм. . . .	9	140	74	5	150	83	0	—	—	0	—	—
Биотит	6	33	12	9	9	9	6	88	66	7	47	55
П. шп.	75	2	9	57	2	13	62	3	23	61	3	31
В породе . .	100	17	95	100	9	105	100	8	97	100	6	97

* А — кварцевый диорит; Б — роговообманково-биотитовый гранит; В, Г — биотитовые граниты.

Таблица П-33

Минеральный баланс скандия и иттрия в коренном метасоматите (проба 2) и в зоне дезинтеграции золотоносной коры выветривания

Минерал	2						191						193					
	Скандий			Иттрия			Скандий			Иттрия			Скандий			Иттрия		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,85	33	1		94	3	6	44	11	110	14	10,5	66	12				
Кварц . . .	36	5	7		5	6	34	0	0	7	5	5	0	0				
Сфен . . .	0,08	180	1		220	1	Н. о.	—	—	—	—	Н. о.	—	—				
Хлорит . . .	1	3	0		120	4	2	69	6	0	0	3	Н. о.	—				
Мусковит . .	26	40	42		66	61	22	49	45	63	30	1	Н. о.	—				
Бiotит . . .	36	23	33		17	22	13	9	5	25	7	50	64	54				
Гидрослюда .	0	—	—		—	—	14	9,5	6	0	0	17	82	24				
Монтмор . .	0	—	—		—	—	8	74	25	300	52	6	0	0				
Каолинит . .	0	—	—		—	—	0	—	—	—	—	7	12	1				
В пробе . .	99,93	25	84		28	97	99	24	98	46	108	99,5	59	91				

Таблица П-34

Минеральный баланс скандия и иттрия в каолинт-гидрослюдистой (проба 3) и гидрослюдисто-каолининовой зонах золотоносной коры выветривания

Минерал	3						158						178					
	Скандий			Иттрий			Скандий			Иттрий			Скандий			Иттрий		
	1	2	3	2	3	2	1	2	3	2	3	2	1	2	3	2	3	2
Пирит . . .	0,3	590	6	250	2	—	0	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	—
Ильменит . .	0,2	Н. о.	—	590	3	—	0	—	—	—	—	—	0,5	95	1	75	0	0
Кварц	38	2	3	6	7	3	37	3	2	11	1	14	0	0	0	0	0	0
Рутил	0	—	—	—	—	230	0,4	230	2	5700	7	0,02	362	0	800	0	0	0
Гетит	0	—	—	—	—	190	3	190	11	21	0	0,4	160	1	520	2	2	2
Сидерит . . .	0,5	70	1	130	2	—	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—	—	—
Циркон	0	0	—	—	—	1000	0,036	1000	1	6500	1	0	—	—	—	—	—	—
Турмалин . . .	0,2	Н. о.	—	200	1	—	0	—	—	—	—	0,7	80	1	50	0	0	0
Тальк	0	—	—	—	—	63	7	63	9	680	14	0	—	—	—	—	—	—
Мусковит . . .	5	39	6	0	0	84	1	84	2	0	0	0	—	—	—	—	—	—
Биотит	7	47	11	59	12	—	0	—	—	—	—	9	71	13	63	6	6	6
Гидрослюда . .	32	74	79	12	11	66	18	66	24	77	4	20	83	33	85	18	18	18
Монтмор. . . .	0	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	15	52	16	170	26	26	26
Каолинит . . .	17	2	1	140	68	83	33	83	55	840	79	40	59	47	150	62	62	62
В пробе . . .	100,2	30	107	35	106	50	>99	50	106	350	106	>99	50	112	97	114	114	114

ИТТРИЙ

(см. также табл. П-22, П-33, П-34)

Таблица П-35

Минеральный баланс иттрия и лантанидов в юрских латитах Центрального Забайкалья [28]

Минерал, вещество	Иттрий			Лантан		Церий		Неодим	
	1*	2	3	2	3	2	3	2	3
Ортопир. . . .	4,4	38	8	20	2	100	5	25	3
Клинопир. . . .	8,0	100	40	44	9	200	18	100	20
Плагноклаз . .	27	4	5	32	21	30	9	14	9
Осн. м. . . .	60	21	63	52	76	100	67	46	69
В породе . .	99,4	20	116	41	108	90	99	40	101

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание элементов, $\text{г} \cdot 10^{-4} \%$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-36

Минеральный баланс иттрия и лантанидов в гялорнолите (проба С-39) Даурского вулканогена, Забайкалье [28]

Минерал, вещество	Иттрий			Лантан		Ниодим		Иттербий	
	1	2	3	2	3	2	3	2	3
Кварц	8,4	3,8	0	5	2	<5	<1	0,5	1
Биотит	1,3	100	2	20	1	55	3	1,0	0
П. шп.	10	18	2	5	3	7	3	1,4	2
Стекло	80	100	100	22	88	31	103	8,9	87
В породе .	99,7	80	104	20	94	24	<110	8,2	90

Т а б л и ц а П-37

Минеральный баланс иттрия в метаморфических породах

Минерал	203-п*			191-п			AB-280		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0	—	—	0	—	—	4	44	2
Кварц	Н. о.	—	—	12	3,8	2	15	Н. о.	—
Апатит . . .	0,2	630	7	0	—	—	0,5	6900	45
Ортит	0	—	—	0	—	—	0,3	950	4
Сфен	1,3	1000	68	2,3	710	71	1	3100	40
Fe-гастингсит .	0	—	—	0	—	—	6	110	9
Диопсид . . .	35	15	28	32	8,0	11	0	—	—
Бютит	3,5	3,2	1	0	—	—	0	—	—
Лепидомелан .	0	—	—	0	—	—	7	8,8	1
Плагиноклаз . .	58	3,4	10	51**	8,0	18	26	2,6	1
КПШ	0	—	—	0	—	—	40	0,2	0
В пробе	98	19	114	97,3	23	102	99,8	77	102

* 203-п, 191-п — плагиноклазы, Алданская флогопитоносная провинция [101]; AB-280 — мигматит, Северное Прибайкалье [83].

** Смесь со сканолитом.

ЛАНТАНИДЫ

ЛАНТАН

Таблица П-38

Минеральный баланс лантанидов во включениях шпиннелевых перидотитов в вулканических шлаках, ФРГ [176]

Минерал	Лантан			Празеодим		Европий		Тулий		Иттербий		Лютеций	
	1*	2	3	2	3	2	3	2	3	2	3	2	3
Шпинель . . .	2,0	8	0	0	0	0,6	0	0	0	1,7	0	0	—
Оливин . . .	59	170	6	0	0	2,4	6	0	0	21	7	4,5	8
Ортопир . . .	29	26 ¹⁾	5	0	0	5,4	6	30	33	210	32	39	33
Клинопир . . .	8,8	15000	83	950	85	200	70	170	58	1100	51	170	44
Амфибол . . .	1,2	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
В породе . .	100	1600	94	98	85	25	82	26	91	190	90	34	85

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание лантанидов в минералах и породе, л · 10⁻⁴%; 3 — минеральный баланс, отн.%.
¹⁾ — в шпиннеле.

Таблица П-39

Минеральный баланс лантана и церия в плагионейсах миния-абчадского комплекса, Северное Прибайкалье [85]

Минерал	АБ-101					АБ-162			АБ-180		
	Лантан			Церий		Лантан			Лантан		
	1	2	3	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	3	32	2	44	1	1	14	0	3	25	1
Кварц . . .	12	Н. о.	—	Н. о.	—	10	Н. о.	—	Н. о.	—	—
Апатит . . .	0,5	420	4	1400	6	1	420	6	1	47	1
Гранат . . .	0	—	—	—	—	7	8	1	0	—	—
Ортит . . .	0,1	37000	62	56000	51	0,15	29000	62	0,3	19000	61
Гастингсит . .	5	21	2	50	2	0	—	—	22	25	6
Сфен . . .	Н. о.	—	—	—	—	Н. о.	—	—	1,5	730	12
Биотит . . .	20	16	5	50	9	30	0	0	2	51	1
Плагиоклаз . .	60	21	21	60	33	50	23	16	70*	22	17
В породе . .	100,6	60	96	110	102	99,15	70	85	99,8	93	99

* В смеси с кварцем и КПШ.

Таблица П-40

Минеральный баланс лантанидов в диопсид-скаполитовой породе Алданской флогопитоносной провинции [101]

Минерал	Лантан			Церий		Иттербий	
	1	2	3	2	3	2	3
Сфен	2,3	800	45	2800	64	58	39
Диопсид . . .	38	8,9	8	31	12	2,7	30
Скаполит . . .	59	24	35	36	21	1,5	26
В породе . .	99,3	41	88	100	97	3,4	95

Таблица П-41.

Минеральный баланс лантанидов в мигматите миня-абчадского комплекса, Северное Прибайкалье (проба АБ-456) [85]

Минерал	Лантан			Церий		Гадолиний		Иттербий	
	1	2	3	2	3	2	3	2	3
Магнетит . . .	3	22	1	40	1	0	0	7,8	2
Кварц	25	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
Апатит	0,3	580	3	1900	4	800	13	450	10
Циркон	0,1	Н. о.	—	Н. о.	—	130	1	2000	14
Ортит	0,1	37000	56	56000	40	3100	17	900	6
Сфен	0,8	400	5	1800	10	1500	67	1300	74
Лепидомелан .	5	230	17	360	13	0	0	5,0	2
Плагиоклаз . .	28	33	14	50	10	0	0	0	0
Микроклин . .	37	12	7	36	10	0	0	0	0
В породе . . .	99,3	66	103	140	88	18	98	14	108

Таблица П-42

Минеральный баланс лантанидов в плагиосланцах федоровской свиты, Сибирь [101]

Минерал	Лантан			Церий		Неодим		Иттербий	
	1	2	3	2	3	2	3	2	3
Кварц	12	10	3	25	4	12	4	Н. о.	—
Сфен	2,3	980	55	2000	64	1000	59	84	44
Диопсид	32	16	12	40	18	32	26	3,2	23
Плагиоклаз *	51	20	25	30	21	10	13	2,2	26
В породе . . .	97,3	41	95	72	107	39	102	4,4	93

* С примесью екаполита.

Таблица П-43

Минеральный баланс лантанидов в коренном (проба 2) и дезинтегрированных метасоматитах

Минерал	2						191						193		
	Лантан			Иттербий			Церий			Иттербий			Церий		
	1	2	3	2	3		1	2	3	2	3		1	2	3
Пирит	0,85	Н. о.	—	9	2		6	120	9	5,1	7		10,5	18	6
Ильменит . . .	0,01	7200	3	Н.о.	—	Н.о.	—	—	—	—	—		0	—	—
Кварц	36	13	19	2	18		34	35	15	2,0	15		5	24	4
Мусковит . . .	26	41	43	8	52		22	61	16	6,8	33		1	Н.о.	—
Биотит	36	17	24	3	27		13	30	5	1,3	4		50	27	45
Хлорит	1	150	6	3	1		2	18	0	1,8	1		3	27	3
Сфен	0,08	470	2	Н.о.	—		0	—	—	—	—		0	—	—
Гидромуск. . .	0	—	—	—	—		14	0	0	0	0		17	29	16
Монтмор. . . .	0	—	—	—	—		8	660	64	27	47		6	50	10
Каолинит . . .	0	—	—	—	—		0	—	—	—	—		7	81	19
В породе . . .	99,94	25	97	4	100		99	82	109	4,6	107		99,5	30	103

Таблица П-44

Минеральный баланс лантанидов в каолинит-гидрослюдистой зоне золотоносной коры выветривания

Минерал	169						214		
	Лантан			Церий			Лантан		
	1	2	3	2	3		1	2	3
Кварц	57	12	13	40	33		45	0,5	8
Сидерит	0	—	—	—	—		3	11	11
Мусковит . . .	1,2	54	1	0	0		3	4,3	4
Биотит	0	—	—	—	—		2	0,1	0
Гидрослюда . .	27	0	0	0	0		21	1,3	9
Каолинит . . .	14	250	65	290	58		25	6,4	53
Акцессорные .			9		4				3
В породе . . .	99,2	54	88	70	95		99	3,0	88

ЦЕРИЙ

(см. также табл. П-39 — П-44)

Таблица П-45

Минеральный баланс церия, празеодима и неодима в амфиболовом мигматите миня-абчадского комплекса, Северное Прибайкалье (проба АБ-280) [85]

Минерал	Церий			Празеодим		Неодим	
	1	2	3	2	3	2	3
Магнетит . . .	4	27	1	0	0	25	1
Кварц . . .	15	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
Апатит . . .	0,5	1800	5	380	6	2000	10
Ортит . . .	0,3	44000	73	7190	71	17000	51
Сфен . . .	1	810	4	350	12	1100	11
Феррогаст. . .	6	100	3	15	3	40	2
Лепидом. . .	7	80	3	0	0	40	3
Плагноклаз . .	26	60	9	0	0	16	4
КПШ . . .	40	33	7	0	0	9	4
В породе . .	99,8	180	105	30	92	100	86

ПРАЗЕОДИМ

(см. также табл. П-38, П-45)

Таблица П-46

Минеральный баланс лантанидов в метаморфических породах

Минерал	АБ-7*							203-п,			АБ-180,		
	Празеодим			Хо́льмий		Иттербий		неодим			неодим		
	1	2	3	2	3	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	5	0	0	10	7	7,8	1	Н.о.	—	—	3	20	0
Кварц	10	Н.о.	—	Н.о.	—	Н.о.	—	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—
Апатит	0,3	250	2	130	5	450	5	0,2	1000	4	1,0	1000	8
Циркон	0,1	Н.о.	—	Н.о.	—	990	3	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—
Ортит	0,3	5800	40	100	4	90	1	0	—	—	0,3	17000	43
Сфен	1,5	560	19	300	59	1400	70	1,3	2000	58	1,5	2000	25
Диопсид	0	—	—	—	—	—	—	35	30	23	0	—	—
Феррогаст. . .	6	350	48	10	8	40	8	0	—	—	22	35	6
Лепидом	2	0	0	0	0	4,5	0	0	—	—	0	—	—
Бiotит	0	—	—	—	—	—	—	3,5	57	4	2	42	1
Плагноклаз . .	21	0	—	0	0	0	0	58	15	19	70**	16	9
КПШ	53	0	—	0	0	0	0	0	—	—	Н.о.	—	—
В породе . . .	99,2	44	109	7,6	83	30	88	98	45	108	99,8	120	92

* АБ-7 и АБ-180 — соответственно мигматит и плагиогнейс мня-абчадского комплекса, Северное Прибайкалье [85]; 203-п — плагиосланец Алдакской флогопитоносной провинции [101].

** В смеси с кварцем и КПШ.

НЕОДИМ

(см. табл. П-35, П-36, П-42, П-45, П-46)

САМАРИЙ

Таблица П-47

Минеральный баланс лантанидов в гранодиорите и метаморфических породах

Минерал	А*			АБ-246					
	Самарий			Гадолиний			Европий		
	1	2	3	1	2	3	2	3	
Магнетит . . .	Н. о.	—	—	4	6,3	1	0,8	2	
Кварц . . .	26	Н. о.	—	17	Н. о.	—	Н. о.	—	
Апатит . . .	0,11	53	1	0,5	800	14	44	15	
Циркон . . .	0,01	5,4	0	Н. о.	—	—	—	—	
Гранат . . .	Н. о.	—	—	1	87	3	6	4	
Эпидот . . .	0,52	9,4	1	0	—	—	—	—	
Ортит . . .	0,08	1,3	0	0,2	3700	26	62	8	
Сфен . . .	0,65	650	98	0,5	2100	38	170	57	
Диопсид . . .	0	—	—	0	—	—	—	—	
Рог. обм. . .	4,8	8,7	10	0	—	—	—	—	
Биотит . . .	11	0,22	1	4	0	0	1,0	3	
Плагноклаз . .	46	0,02	0	23	0	0	0	0	
КПШ	11	0,01	0	50	0	0	0	0	
В породе . .	>100	4,3	111	>100	28	82	1,5	89	

Минерал	203п			АБ-162		
	Иттербий			Иттербий		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0	—	—	1	3	1
Кварц . . .	Н. о.	—	—	10	Н. о.	—
Апатит . . .	0,2	42	3	1	140	29
Циркон . . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Гранат . . .	Н. о.	—	—	7	48	70
Эпидот . . .	0	—	—	0	—	—
Ортит . . .	0	—	—	0,15	90	3
Сфен . . .	1,3	74	32	Н. о.	—	—
Диопсид . . .	35	3,1	36	0	—	—
Рог. обм. . .	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	3,5	1,8	2	30	0	0
Плагноклаз . .	58	0,8	15	50	0	0
КПШ	0	—	—	0	—	—
В породе . .	98	3,0	88	>99	4,8	103

* А — гранодиорит из батолита, Восточный Пеннинсулар Рэнджес [158]; АБ-246 и АБ-162 — соответственно мигматит и плагногнейс из миня-абчадского комплекса, Северное Прибайкалье [85]; 203п — плагносланец из Алданской флогопитоносной провинции [101].

ЕВРОПИЙ

(см. табл. П-38 и П-47)

ГАДОЛИНИЙ

(см. табл. П-41 и П-47)

ХОЛЬМИЙ

(см. табл. П-46)

ТУЛЛИЙ

(см. табл. П-38)

ИТТЕРБИЙ

(см. табл. П-36, П-38, П-40, П-41, П-43, П-46, П-47)

ЛЮТЕЦИЙ

(см. табл. П-38)

ПОДГРУППА ТИТАНА

ТИТАН

Таблица П-48

Минеральный баланс титана в каменных метеоритах

Минерал	Н*			Фаза А			Фаза р		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Металл . . .	22,7	0,06	18	0	—	—	0,17	—	—
Троилит . . .	3,6	—	—	0	—	—	0	—	—
Хромит . . .	1,5	0,82	16	0,16	6,5	5	0,35	3,3	2,5
Ильменит . . .	0	—	—	0,39	31,1	55	0,88	30,68	57,4
Тридимит . . .	0	—	—	4,2	0,1	2	0	—	—
Кристаллит . . .	0	—	—	0	—	—	2,8	0	0
Фосфат . . .	1,4	0	0	—	—	—	0,2	—	—
Оливин . . .	23,9	0,006	2	0	—	—	0	—	—
Ортопир . . .	33,4	0,11	48	41,6	0,1	19	26,3	0,13	7,3
Пироксен сред- некальцие- вый . . .	0	—	—	0	—	—	20,1	0,21	9,0
Клинопир . . .	4,4	0,29	17	12,0	0,23	13	22,8	0,50	24,3
Плагноклаз . . .	8,8	0,0	0	41,6	0,04	8	26,4	0,0	0
В метеорите . . .	99,7	0,077	101	99,95	0,22	102	100	0,47	100,5

*Н — метеорит Акапулько [168]; фазы А и р — части метеорита Капоета [153]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание титана, мас.%; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-49

Минеральный баланс титана в некоторых магматических породах

Минерал	129*			143			127			59-7		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Сульфиды . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0,2	0,00	0
Магнетит . . .	2,3	0,066	5	1,5	0,052	2	3,1	0,048	3	1,4**	11,31	20
Ильменит . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	1,3	29,69	49
Оливин . . .	44	0	0	12,5	0	0	16	0	0	7,9	0,11	1
Энстатит . . .	13	0,048	22	32	0,042	31	22	0,043	19	0	—	—
Клинопир . . .	22	0,061	46	43	0,063	62	47	0,080	74	36	0,47	21
Серпентин . . .	18	0,036	22	11	0,016	4	11	0,010	2	Н. о.	—	—
Плагноклаз . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	49	0,077	5
Вторичные . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	4	Н. о.	—
В породе . . .	99,3	0,029	95	100	0,044	99	99,1	0,051	98	99,8	0,79	96

* 129, 143, 127 — перидотит и два оливиновых пироксенита из офиолитов Малого Кавказа [1]; 59-7 — габбро-долерит Падунской интрузии, Сибирская платформа [3].

** Титаномagnetит.

Таблица П-50

Минеральный баланс титана и циркония в коренных (проба 2) и дезинтегрированных метасоматитах

Минерал	2					1		
	Титан			Цирконий*		Титан		
	1	2	3	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,85	Н. о.	—	Н. о.	—	9	0,05	1
Кварц . . .	36	0,03	1	40	5	18	0,22	5
Сидерит . . .	0	—	—	—	—	2	1,03	2
Циркон . . .	0,005	Н. о.	—	50	9	Н. о.	—	—
Сфен . . .	0,08	24	3	Н. о.	—	0	—	—
Мусковит . . .	26	0,86	31	780	72	15	1,39	25
Биотит . . .	36	1,34	66	190	24	17	1,21	24
Хлорит . . .	1	Н. о.	—	80	0	3	0,50	2
Гидрослюда . . .	0	—	—	—	—	30	0,62	22
Монтмор. . . .	0	—	—	—	—	0	—	—
Каолинит . . .	0	—	—	—	—	6	2,41	17
В пробе . . .	>99,9	0,73	101	280	110	100	0,85	98

Минерал	191					193		
	Титан			Цирконий		Титан		
	1	2	3	2	3	1	2	3
Пирит . . .	6**	1,33	12	Н. о.	—	10,5	0,33	3
Кварц . . .	34	0	0	45	5	5	0	0
Сидерит . . .	0	—	—	—	—	0	—	—
Циркон . . .	0,019	Н. о.	—	50	34	—	—	—
Сфен . . .	—	—	—	—	—	0,15	24	3
Мусковит . . .	22	1,01	34	260	20	1	Н. о.	—
Биотит . . .	13	1,00	20	250	12	50	1,52	65
Хлорит . . .	2	1,60	5	0	0	3	Н. о.	—
Гидрослюда . . .	14	0,91	19	630	31	17	1,29	19
Монтмор. . . .	8	1,30	16	0	0	6	0	0
Каолинит . . .	0	—	—	—	—	7	1,21	7
В пробе . . .	>99	0,66	106	280	102	>99	1,17	97

* Содержание циркония и ванадия здесь и далее в цирконе — мас.%, в остальных минералах — $\mu \cdot 10^{-4}\%$.

** В концентрате пирита находится сфен.

Таблица П-51

Минеральный баланс титана и циркония в зоне выщелачивания золотоносной коры выветривания

Минерал	3					214					169		
	Титан			Цирко- ний		Титан			Цирко- ний		Титан		
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3	1	2	3
Рутил *	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	7
Ильменит	0,2	32	8	H.o.	—	0	—	—	—	—	—	—	—
Кварц	38	0,01	0	20	3	45	0,10	7	110	17	57	0,10	8
Сидерит	0,5	0,71	0	560	1	3	H.o.	—	H.o.	—	0	—	—
Циркон	0,013	H.o.	—	50	27	0,015	H.o.	—	50	26	0	—	—
Сфен **	0	—	—	—	—	0,5	24	18	H.o.	—	0,15	24	5
Мусковит	5	0,06	0	20	0	3	0,00	0	1300	13	1,2	1,39	2
Биотит	7	2,29	20	520	15	2	2,78	8	290	2	0	—	—
Гидрослюда	32	1,65	66	390	52	21	1,77	55	260	19	27	2,00	72
Каолинит	17	0	0	0	0	25	0,14	5	140	12	14	0	0
В породе	>99,7	0,80	94	240	98	>99	0,67	94	290	89	99,35	0,75	94

* Рутил с примесью ильменита.

** Сфен с примесью рутила и ильменита.

Таблица П-52

Минеральный баланс титана, ванадия, циркония в каолиновой зоне золотоносной коры выветривания

Минерал	158					178						
	Титан			Ванадий		Титан			Цирконий		Ванадий	
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3	2	3
Рутил	0,4	60	34	H.o.	—	0,02	60	1	H.o.	—	H.o.	—
Ильменит	0	—	—	—	—	0,5	31	14	H.o.	—	420	1
Кварц	37	0,02	1	14	2	14	0	0	0	0	0	0
Гетит	3	0,02	0	1500	14	0,4	0,51	0	0	0	1200	2
Циркон	0	—	—	H.o.	—	0,0006	H.o.	—	50	2	H.o.	—
Сфен	0,1	25	4	H.o.	—	0	—	—	—	—	H.o.	—
Турмалин	0	—	—	—	—	0,7	0,93	1	H.o.	—	90	0
Тальк	7	0	0	350	8	0	—	—	—	—	—	—
Мусковит	1	2,75	4	510	2	0	—	—	—	—	—	—
Биотит	0	—	—	—	—	9	1,27	11	170	10	490	18
Гидрослюда	18	1,51	38	460	26	20	3,07	57	370	49	470	39
Каолинит	33	0,36	17	480	50	40	0,03	1	150	55	170	28
Монтмор.	0	—	—	—	—	15	0,87	12	150	55	90	6
В породе	99,5	0,71	98	320	102	>99	1,08	97	150	116	240	94

ЦИРКОНИЙ

(см. также табл. П-50, П-51, П-52)

Таблица П-53

Минеральный баланс циркония в сиените (проба 589), кварцевом сиените (проба 725) и субщелочных гранитах (пробы 1342, Г-1 и 612) Улканского субщелочного массива юго-восточной окраины Сибирской платформы [44]

Минерал	725			589			1342		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	7	74	1	0	—	—	34	22	2
Циркон . . .	0,09	48	83	0,28	41,4	92	0,06	47	85
Гастингсит . .	0	—	—	13	380	4	0	—	—
Биотит . . .	32	110	7	0	—	—	5	250	4
Плагноклаз . .	0	—	—	7	Н. о.	—	0	—	—
Микроклин . .	60	15	2	79	15	1	60	7,4	1
В пробе . .	99,09	520	93	99,28	1260	97	99,06	330	92

Минерал	Г-1			622		
	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	29	67	3	28	120	4
Циркон . . .	0,14	47	89	0,21	38	88
Гастингсит . .	—	—	—	6	120	1
Биотит . . .	5	220	1	0	—	—
Плагноклаз . .	0	—	—	3	Н. о.	—
Микроклин . .	65	7,4	1	62	7,4	1
В пробе . .	99,14	740	94	99,21	910	94

* 1 — содержание минералов в пробах, мас.%; 2 — содержание циркония в цирконе — мас.%; в остальных минералах и породах — $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс циркония, отн.%.

Таблица П-54

Минеральный баланс тория в гранитоидах

Минерал	2165*			6			А		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,32	40	1	0,24	50	1	0,3	120	2
Кварц . . .	30	5,6	12	34	4,8	10	29	4,0	5
Апатит . . .	0,02	Н. о.	—	0,01	Н. о.	—	0,02	Н. о.	—
Циркон . . .	0,04	600	2	0,03	620	1	0,02	Н. о.	—
Торит . . .	0	—	—	0	—	—	0,004	30	55
Ортит . . .	0,10	0,8	57	0,16	0,73	73	0,06	0,15	4
Сфен . . .	0,09	220	1	0,11	220	2	0	—	—
Рог. обм. . .	0,98	32	2	1,8	30	3	0,1	Н. о.	—
Биотит . . .	3,6	50	13	2,7	22	4	3,0	120	16
П. шп. . .	66	3,2	15	62	3,5	14	67	4,0	12
В породе . .	>101	14	103	>101	16	108	>99	22	94

Минерал	211			3/55			5080		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,10	53	0	0,70	200	3	1,1	20	0
Кварц . . .	19	6,0	3	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Апатит . . .	0,09	73	0	0,06	Н. о.	—	0,17	Н. о.	—
Циркон . . .	0,027	450	0	0,03	Н. о.	—	0,03	Н. о.	—
Торит . . .	0	—	—	0,006	40	49	0,008	43,5	70
Ортит . . .	0,09	1,93	53	0,05	0,2	2	0	—	—
Сфен . . .	0,52	250	4	0,33	330	2	0,26	300	2
Рог. обм. . .	4,3	34	4	2,6	56	3	6,8	25	3
Биотит . . .	11	40	13	2,5	120	6	3,3	16	1
П. шп. . .	68	6,2	13	94**	9,0	17	88**	5,0	9
В породе . .	>103	33	90	>100	49	82	>99	50	85

* 1265 и 6 — граниты Сусамырского батолита, Тянь-Шань [81]; А — гранит Хантауского массива, Казахстан [83]; 211 — тоналит Сусамырского батолита [81]; 3/55 и 5080 — граносениты Кызыл Омпул, Северный Тянь-Шань [27]. 1 — минеральный состав, %; 2 — содержание тория в породах и минералах, кроме торита и ортита — $\lambda \cdot 10^{-4}$ %, в торите и ортите — мас.%; 3 — минеральный баланс, отн.%.
 ** В смеси с кварцем.

Таблица П-55

Минеральный баланс тория в нефелинсодержащих породах [104]

Минерал	815*			2546			2775		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Лопарит . . .	0	—	—	0	—	—	0,2	3400	30
Сфен	2,7	31	11	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Эвдиалит . .	0	—	—	11	72	61	10	60	26
Пироксены . .	2,2	} 6,0	4	23	3,0	5	11	4,0	2
Амфиболы . .	2,5								
П. шп. . . .	73	7,3	70	} 66	6,4	32	78	14	47
Нефелин . .	17	6,2	14						
В породе . .	97,4	7,6	99	100	13	98	99,2	23	105

* 815 — нефелиновый сиенит; 2546 — дуэранит; 2775 — фойзит.

ПОДГРУППА ВАНАДИЯ

ВАНАДИЙ

(см. также табл. П-52)

Таблица П-56

Минеральный баланс ванадия в ультрабазитах

Минерал	С-194*			С-237			143			127		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0	—	—	0	—	—	1,5	250	1	3	560	5
Хромшп. . . .	1	1000	71	2	930	93	0	—	—	0	—	—
Оливин	87	0	0	89	0	0	12,5	0	0	16	0	0
Диопсид	0	—	—	0	—	—	43	460	62	48	500	69
Экстатит . . .	12	24	21	9	34	15	32	270	27	22	230	14
Серпентин . . .	0	—	—	0	—	—	11	140	5	11	160	5
В породе . . .	100	14	92	100	20	108	100	320	95	100	350	93

* С-194 и С-237 — гарцбургит и пироксеновый дунит, Восточный Саян [132]; 143 и 127 — оливиновые пироксениты, Азербайджан [1]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание в минералах и породе, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-57

Минеральный баланс химических элементов в оливиновом норите Южно-Калифорнийского батолита [174]

Минерал	Ванадий			Хром		Кобальт		Никель	
	1	2	3	2	3	2	3	2	3
Магнетит . . .	1,0	6000	75	12000	60	210	4	225	7
Шпинель . . .	1,5	400	8	5000	37	500	14	200	10
Оливин	18	0	0	20	2	250	82	150	90
Гиперстен . . .	2	90	2	100	1	20	1	20	1
Рог. обм. . . .	10	40	5	100	5	60	11	22	7
Плагноклаз . .	67	10	8	0	0	0	0	0	0
В породе . . .	99,5	80	98	200	105	55	112	30	115

Т а б л и ц а П-58

Неполиный (без кварца) минеральный баланс ванадия и хрома в гранитондах Верхисетского массива, Средний Урал [21]

Минерал	Ванадий						Хром					
	7031*			522			7014a			7025		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	1	1300	19	0,3	1000	10	0,1	610	2	0,2	1300	6
Ильменит . . .	1	960	14	0,1	440	1	0	—	—	0	—	—
Эпидот . . .	6	100	9	0,4	60	1	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Рог. обм. . . .	7	110	11	0	—	—	20	60	40	7,5	150	25
Биотит	13	130	24	5	90	15	7,8	210	55	12	250	67
Плагноклаз . .	60	30	26	30	9	9	58	0	0	47	0	0
Микроклин . .	Н. о.	—	—	30	60	60	Н. о.	—	—	9,1	0	0
В породе . . .	88	70	103	65,8	30	96	85,9	30	97	75,8	45	98

* 7031 — гранодиорит; 522 — гранит; 7014a — кварцевый диорит; 7025 — амфибол-биотитовый гранит.

Т а б л и ц а П-59

Минеральный баланс ванадия в коренных (проба 2) и дезинтегрированных метасоматитах золоторудного проявления

Минерал	2			191			193		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит	0,85	77	0	6	110	6	10,5	0	0
Кварц	36	12	3	34	0	0	5	0	0
Сфен	0,08	900	1	0	—	—	0	—	—
Мусковит . . .	26	150	28	22	250	50	1	—	—
Биотит	36	290	75	13	82	10	50	470	69
Хлорит	1	450	3	2	73	1	3	—	—
Гидрослюда . .	0	—	—	14	150	19	17	690	34
Монтмор. . . .	0	—	—	8	90	7	6	0	0
Каолинит . . .	0	—	—	0	—	—	7	0	0
В породе . . .	99,93	140	110	99	110	93	99,5	340	103

Таблица П-60

Минеральный баланс ванадия в каолинт-гидрослюдистой зоне золотоносной коры выветривания

Минерал	3			169*			214		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,3	480	1	0	—	—	0	—	—
Ильменит . .	0,2	620	1	—	—	2	—	—	4
Кварц . . .	38	10	2	57	5	2	45	10	5
Гетит	0	—	—	0,5	900	3	0	—	—
Сидерит . . .	0,5	270	1	0	—	—	3	210	7
Мусковит . .	5	0	0	1,2	320	3	3	0	0
Биотит . . .	7	420	16	0	—	—	2	200	4
Гидрослюда .	32	420	75	27	240	43	21	95	21
Каолинт . .	17	0	0	14	500	47	25	170	45
В породе . .	100	180	96	99,7	150	100	99	95	86

* В пробах 169 и 214 ильменит с примесью рутила, сфена, циркона.

НИОБИЙ И ТАНТАЛ

(см. табл. 6, а также таблицы раздела 3.2)

ПОДГРУППА ХРОМА

XPOM

(см. также табл. П-57 и П-58)

Таблица П-61

Минеральный баланс хрома в каменных метеоритах

Минерал, вещество	А*			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Металл	8	0,02	0	18	0,027	1	—	—	—
Троилит	7	0,021	0	6	0,026	0	—	—	—
Хромит	0,8	37	78	0,8	37	78	1,4	30,6	75
Фосфат	0,7	0,034	0	0,6	0,032	0	—	—	—
Оливин	46	0,048	6	35	0,018	2	92	0,027	4
Ортопир. . . .	23	0,15	9	26	0,24	16	} 5	0,29	3
Клинопир. . . .	4	0,40	4	4	0,57	6			
Плагиоклаз . .	10	<0,02	0	10	0,02	0	1,7	0	0
Стекло	—	—	—	—	—	—	0,3	0,1	0
В метеорите . .	99,5	0,38	97	100,4	0,38	103	100,4	0,57	82

* А и Б — гиперстеновый хондрит Модос и бронзтовый хондрит Гуарена [170]; В — оливниновый ахондрит [154]. Здесь и далее: 1 — содержание минералов в пробе, мас.%; 2 — содержание хрома в минералах и пробе, мас.%; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-62

Минеральный баланс хрома в ультрабазитах

Минерал	С-194*			С-252			С-237			Т. 109. Д2			117 Ф2		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Хромшп.	1	43	90	1,2	46	85	2	32,3	95	0,2	13,94	17	4,2	18,73	77
Оливин	87	0,014	3	68	0,023	2	89	0,004	1	72	0	0	52,6	0	0
Ортопир.	12	0,2	5	30	0,43	20	9	0,45	6	16,8	0,38	39	42,9	0,54	23
Клинопир.	0	—	—	0	—	—	0	—	—	11,0	0,67	44	0,3	0,61	0
В породе	100	0,48	98	99,2	0,65	107	100	0,68	102	100,0	(0,165)	100	100,0	(1,02)	100

* C-194, C-252, C-237 — ультрабазиты Восточного Саяна [132]; T.109.D2 и 117 Ф2 — соответственно лерцолит вулкана на о-ве Тубуан и гарцбургит с о-ва Руруту, Полинезия [149]. В последних двух пробах содержание хрома вычислено по содержанию в минералах.

Т а б л и ц а П-63

Минеральный баланс хрома в эколитах (пробы 1968 и 1969) и эколито-амфиболите (проба 2020) из Центральной Европы [173]

Минерал	1968			2020			1969		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	3	Н. о.	—	8	Н. о.	—	3	0	0
Гранат . . .	40	0	0	24	0,027	46	22	0,034	4
Дистен . . .	2,0	0,042	6	0	—	—	1	0,16	1
Эпидот . . .	0	—	—	4	0,021	6	0	—	—
Рог. обм. . .	7,6	0,027	15	23	0,014	23	2	0,11	1
Пироксен . .	47	0,021	70	41	0,014	41	71	0,21	83
Мусковит . .	0,4	0,027	1	0	—	—	1	0,21	1
В породе . .	100	0,014	92	100	0,014	116	100	0,18	100

Т а б л и ц а П-64

Минеральный баланс хрома, кобальта и никеля в метаморфических породах Среднего Приднестровья [134]

Минерал	Амфиболит аполдибазовый						Апопикртовая порода					
	Хром			Кобальт			Никель			Хром		
	1*	2	3	2	3	2	3	2	3	1	2	3
Сульфиды	1	0,1	2	0,3	21	0,01	1	2	0	0	35	91
Ильменит	2	0,05	2	0,01	1	0,006	—	4	—	0	0,007	0
Карбонат	0	—	—	—	—	—	—	0	0,01	0	0,007	0
Тремолит	0	—	—	—	—	—	—	80	0,4	91	0,09	9
Актинолит	30	0,06	35	0,02	43	0,06	46	0	—	—	—	—
Рог. обм.	40	0,08	61	0,01	29	0,05	51	0	—	—	—	—
Флогопит	0	—	—	—	—	—	—	10	0,3	9	0,01	0
Плагноклаз	27	0	0	0,003	6	0,003	2	4	0	0	0	0
В породе	100	0,052	100	0,014	100	0,039	100	100	0,35	100	0,77	100

* 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание химических элементов в минералах и породах, мас.%; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Т а б л и ц а П-65

Минеральный баланс хрома, никеля и кобальта в серпентините и образовавшемся по нему метасоматите [114]

Минерал	Серпентинит						Метасоматит					
	Хром			Никель			Хром			Никель		
	1	2	3	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Магнетит	5	30	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
Хромит . . .	0,4	350000	44	300	0	70	0	0,5	350000	67	300	0
Кварц . . .	0	—	—	—	—	—	—	11	150	1	70	1
Карбонат . .	5	450	1	600	2	80	6	47	450	8	600	24
Тальк . . .	1,2	1900	1	2300	2	120	2	37	1900	27	2300	71
Серпентин . .	88	2000	55	1430	94	70	88	0	—	—	—	—
В породе . .	99,6	3180	101	1340	98	70	96	99,5	2600	103	1200	96

* Здесь и далее: 1 — содержание минералов в пробах, мас.%; 2 — содержание хрома, никеля и кобальта, $л \cdot 10^{-4} \%$; 3 — минеральный баланс, отн.%.

12* Таблица П-66

Минеральный баланс хрома, никеля, кобальта в диабазе и продуктах его лиственитизации золоторудного проявления, Урал [114]

Минерал	Диабаз						Метасоматит						Лиственит														
	Хром			Никель			Кобальт			Хром			Никель			Кобальт			Хром			Никель			Кобальт		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . .	0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	30	0	60	0	150	1	150	0	0,2	15	0	60	0	150	2	150	2
Магнетит	0	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0
Кварц . .	3,2	10	0	1	0	6	1	19	10	1	10	1	1	0	6	6	6	2	36	10	2	1	1	6	11	6	11
Рутил . .	1,7	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	1,6	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	0,9	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
Карбонат	1,6	230	2	150	3	80	4	22	230	23	80	35	80	35	30	33	30	28	100	15	50	47	30	42	30	42	
Эпидот . .	21	200	18	60	15	10	7	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	—	—	—	—	
Амфибол	57	260	64	50	33	50	95	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	—	—	—	—	
Хлорит . .	5	1000	22	1000	58	50	8	31	500	70	100	62	40	62	40	62	40	0	—	—	—	—	—	—	—	—	
Мусковит	0	—	—	2	—	—	—	1	270	1	40	1	40	1	20	1	20	1	33	460	80	40	44	20	33	40	33
Альбит . .	10	8	0	—	0	4	1	23	8	1	2	1	2	1	4	5	4	0	—	—	—	—	—	—	—	—	
В породе .	99,5	230	106	86	109	30	116	99,6	220	96	50	99	50	99	20	108	99,3	190	97	30	92	20	88	20	88	20	88

Таблица П-67

Минеральный баланс хрома в горных породах литогеохимического орозола золоторудного проявления

Минерал	2*			3			159			178			158		
	1		3	1		2	1		2	1		2	1		2
	1	2		1	2		1	2		1	2		1	2	
Пирит . . .	0,85	240	1	0,3	620	1	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Кварц . . .	36	0	0	38	10	3	57	37	7	14	0	0	37	20	2
Ильменит . .	0	—	—	0,2	970	1	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Гетит . . .	0	—	—	0	—	—	0,5	14000	23	0,4	6000	3	3	700	4
Сидерит . . .	0	—	—	0,5	640	2	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Хлорит . . .	1	410	3	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Тальк . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—	7	600	9
Мусковит . .	26	240	39	5	0	0	1,2	590	2	0	—	—	1	0	0
Биотит . . .	36	190	43	7	320	15	0	—	—	9	820	11	0	—	—
Гидрослюда .	0	—	—	32	390	83	27	41	4	20	720	21	18	640	24
Монтмор. . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	15	170	4	0	—	—
Каолинит . .	0	—	—	17	60	7	14	1400	65	40	820	47	33	920	63
Акцессорные	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	10	—	—	1
В породе . .	99,85	160	86	100,0	150	112	99,7	300	102	98,4	700	96	99	480	103

* 2 — коренной метасоматит; 3, 159 — каолинит, гидрослюда; зона коры выветривания; 178, 158 — существенно каолинистая зона. Акцессорные — хромит и подгагностероанные минералы.

Таблица П-68

Первый тип вариаций минеральных балансов молибдена в амфибол-биотитовых гранитах и кварцевых монцититах

Минерал	663*			Фаза-П			Б		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	27	0,2	7	27	0,3	8	10	0,00	0
Сфен . . .	Н. о.	—	—	0,4	39	16	Н. о.	—	—
Амфибол . .	1,2	4,7	7	0,8	5	4	} 7	8,7	47
Биотит . . .	1,7	9,3	20	6,5	3,1	20			
Плагиоклазы	33	0,5	21	43	0,8	34	15	0,3	3
КПШ	36	1,0	45	22	0,9	20	68	0,9	47
В породе . .	98,9	0,8	100	98,7	1,0	102	100	1,3	97

* 663 — гранит, джидинский комплекс, Восточная Сибирь [99]; фаза-П — гранит, верховья р. Уиды [63]; Б — гранит, Миннесотта, США [163]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание молибдена в молибдените, мас.%, в остальных минералах и породе — $\cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-69

Первый тип вариаций минерального баланса молибдена в гранодиоритах и диорите

Минерал	566*			А			КМ-40			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0,5	1,0	2	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	2	30	24	3	11	11
Кварц . . .	20	Н.о.	—	22	1,0	12	21	0,3	4	0	—	—	18	0,8	5
Сфен . . .	Н.о.	—	—	1,0	20	11	0,4	83	20	Н. о.	—	—	Н.о.	—	—
Амфиболы	7	0,7	16	3,4	4,8	9	0,8	5,6	3	11	4,3	19	0	—	—
Авгит . . .	0	—	0	—	0	—	0	—	—	0	—	—	2	2,5	2
Биотит . . .	6	0,3	6	7,7	9,3	38	8,1	7,6	36	0	—	—	6	4,6	9
Плагиоклаз	53	0,3	53	61	1,0	32	53	0,8	25	} 87	1,7	59	53	} 2,7	63
КПШ . . .	14	0,3	14	4,8	0,6	2	15	1,2	11				17		
В породе . .	100,5	0,3	91	99,9	1,9	104	98,3	1,7	99	100	2,5	102	99	3,0	90

* 566, А, КМ-40 и В — гранодиориты, соответственно Чаткальский район, Тянь-Шань [110], Куренгинский массив, Северо-Восточное Забайкалье [139], район р. Уйда [63] и Кавказ [136]; Б — диорит, Миннесотта, США [163].

Т а б л и ц а П-70

Первый тип вариаций минеральных балансов молибдена в биотитовых гранитах

Минерал	376/65*			А			КМ-6			25			Б		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0,08**	12	5	2	4,2	10	Н.о.	—	—	0,1	2	0	4,5	16	23
Кварц . . .	26	0	0	30	0,2	7	31	0,3	12	26	Н.о.	0	20	0,5	3
Апатит . . .	0,03	0	0	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—
Циркон . . .	0,06	2	1	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—
Сфен . . .	0,03	8	1	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	0,1	7	0	Н.о.	—	—
Биотит . . .	11	1	55	4	0,3	1	4	6,3	31	4,7	2	6	3,3	2,6	3
Плагноклаз	32	0,1	16	64	1,1	88	27	0,8	27	51	2,5	85	45	2,9	64
КПШ . . .	31	0,15	23	64	1,1	88	37	0,8	37	18	0,3	4	26	2,9	64
В породе . .	100,2	0,2	101	100	0,8	106	99	0,8	107	99,9	1,5	95	98,8	3,2	93

* 376/65 — Биту-Джидинский массив, Прибайкалье [70]; А — западная часть Центрального Казахстана [14]; КМ-6 — район горы Кудикан [63]; 25 — Карабутацкий массив, Южный Урал [118]; Б — Кавказ [136].

** Титаномагнетит.

Т а б л и ц а П-71

Первый тип вариаций минеральных балансов молибдена в существенно калиевых гранитах

Минерал	374*			375			1309			А		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . .	0,5	8,0	8	0,3	6,0	3	1,5	2,0	4	Н.о.	—	—
Ильменит . .	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	0,02	270	7	Н.о.	—	—
Фергусонит	Н.о.	—	—	0,02	330	9	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—
Кварц . . .	31	0,3	19	29	0,3	12	23	0,4	12	34	0,5	11
Биотит . . .	3	3,0	18	4,7	4,0	27	4,5	0,4	2	7	6,0	28
Плагноклаз	14	0,5	14	20	0,6	17	11	0,6	8	6	1,2	5
КПШ . . .	51	0,4	41	46	0,4	26	59	0,8	59	53	0,8	28
В породе . .	99,5	0,5	100	>100	0,7	94	>99	0,8	92	100	1,5	72**

* 374, 375, 1309 — Чаткальский район, Тинь-Шань [110]; А — Улаканский массив, Алданынский щит [94].

** Качественно установлен молибденит.

Т а б л и ц а П-72

Второй тип вариаций минеральных балансов молибдена в гранитоидах повышенной основности

Минерал	1103*			262			1148		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Молибденит	0,000005	60	8	Н.о.	—	—	0,00002	60	12
Магнетит . .	1,0	1,0	3	Н.о.	—	—	1,2	2,0	2
Кварц . . .	21	0,2	11	17	0,1	1	0	—	—
Сфен . . .	Н.о.	—	—	0,5	42	18	Н.о.	—	—
Амфибол . .	8	0,5	10	13	1,1	12	0	—	—
Пироксен . .	0	—	—	0	—	—	14	1,0	14
Биотит . . .	4	0,8	8	9,2	3,6	28	20	0,9	18
Плагноклаз	40	0,3	30	44	0,7	26	28	0,5	14
КПШ . . .	26	0,2	13	16	0,2	3	36	0,5	18
В породе . .	>100	0,4	83	99,7	1,2	88	>99	1,0	78

* 1103 и 1148 — диорит и габбро-сненит Чаткальского района, Тинь-Шань [110]; 262 — граиодиорит джидинского интрузивного комплекса, Восточная Сибирь [99].

Таблица П-73

Второй тип вариаций минеральных балансов молибдена в гранитах и близких к ним по составу гранитоидах

Минерал	1359*			Шх-95		
	1	2	3	1	2	3
Молибденит	0,00002	60	17	Н. о.	—	—
Магнетит . .	0,2	1,0	0	Н. о.	—	—
Кварц . . .	28	0,3	12	32	0,1	4
Сфен	Н. о.	—	—	0,3	106	40
Биотит . . .	3,7	1,0	5	8,0	1,0	10
Плагноклаз	29	0,4	17	36	0,58	26
КПШ	38	0,5	27	24	0,68	20
В породе . .	>98,9	0,7	78	>100	0,8	100

Минерал	1268			1196			591		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Молибденит .	0,00009	60	54	Н. о.	—	—	0,0002	60	80
Магнетит . .	1,2	2,0	2	0,4	130	43	Н. о.	—	—
Кварц . . .	23	0,5	12	35	0,3	9	32	Н. о.	—
Сфен	Н. о.	—	—	0,04	0	0	Н. о.	—	—
Биотит . . .	6	1,0	6	4	7,0	23	4	3,0	8
Плагноклаз .	22	0,5	11	23	0,3	6	38	0,2	5
К П Ш	46	0,4	18	36	0,3	9	26	0,3	5
В породе . .	>98	1,0	103	>98	1,2	90	>100	1,5	98

* 1359, 1268, 1196 и 591 — соответственно, адамеллит, амфибол-биотитовый гранит, биотитовый гранит и апогранит Чаткальского района, Тянь-Шань [110]; Шх-95 — биотитовый гранит с р. Кавыкучи, Восточное Забайкалье [53].

ВОЛЬФРАМ

(см. также табл. 3)

Таблица П-74

Минеральный баланс вольфрама в гранитах

Минерал	376/65*			365			838/65			375		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0,08	61	5	0,2	4,0	0	0,06	52	2	0,3	17	1
Ильменит	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Кварц	26	0	0	40	0,3	8	32	0,3	5	29	0,4	3
Фергусонит	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0,02	0	—
Шеелит	0	—	—	—	—	65**	0	—	—	—	—	83**
Апатит	0,03	95	3	Н. о.	—	—	0,02	100	1	Н. о.	—	—
Ортит	0,01	Н. о.	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Сфен	0,03	75	2	0	—	—	0,03	78	1	0	—	—
Биотит	10	1	10	3	2,4	4	4,5	7	16	5	4,8	6
Плагноклаз	32	2	64	20	0,3	4	29	4	58	20	0,3	2
КПШ	31	0,5	16	37	0,5	12	35	1	17	46	0,8	9
В породе	99,15	1,0	100	100,2	1,6	93	>100	2,0	100	>100	4,0	104

* 376/65 и 838/65 — масса амазонитовых апогранитов [68]; 365 и 375 — Чаткальский район, Тянь-Шань [110].

** Содержание шеелита в пробах 365 и 375 соответственно 0,00015 и 0,0005 %. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание вольфрама в минералах и породе, л · 10⁻⁴; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-75

Минеральный баланс вольфрама в гранитондах повышенной основности Чаткальского района, Тянь-Шань [110]

Минерал	2033*			566			1309			1280		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	1	1,6	3	0,5	0,6	0	1,5	0,8	0	1,3	2,4	1
Ильменит	0	—	—	0	—	—	0,02	0	0	0,02	0	0
Кварц	3	Н. о.	—	20	0,4	10	22	0,2	1	23	0,2	1
Шеелит**	0	—	—	—	—	26	—	—	90	0	—	—
Амфибол	29	0,8	39	7	1,6	14	0	—	—	3,5	103	90
Биотит	0	—	—	5,6	0,8	6	4,5	0,5	1	7,5	3,2	6
Плагноклаз	65	0,5	54	53	0,6	40	11	0,3	1	37	0,2	2
КПШ	0	—	—	14	0,2	3	59	0,4	7	27	0,3	2
В породе	98	0,6	96	100,1	0,8	99	>98	3,2	100	99,32	4,0	102

* 2033 — диорит; 566 — гранодиорит; 1309 — гранит роговообманково-биотитовый; 1280 — адамеллит.

** Содержание шеелита в пробах 566 и 1309, соответственно, 0,00003 и 0,0004 %.

Таблица П-76

Минеральный баланс вольфрама в габбро-снените (проба 1148), существенно калиевом граните (проба 1314) и апограните (проба 591) Чаткальского района, Тянь-Шань [110]

Минерал	1148			1314			591		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . .	1,2	1,6	2	0,5	13	4	0	—	—
Кварц . . .	0	—	—	43	0,3	8	32	1,0	4
Шеелит * . .	—	—	9	—	—	60	—	—	55
Пироксен . .	14	3,2	56	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	19	0,8	19	2	9,5	12	4	24	13
Плагноклаз .	28	0,3	11	12	0,3	2	38	1,4	7
КПШ	36	0,2	9	42	0,8	21	26	3,2	12
В породе . .	98,2	0,8	106	99,5	1,6	107	100	7,2	91

* Содержание шеелита в пробах 1148, 1314 и 591, соответственно, 0,00001, 0,00014 и 0,0006 %.

Таблица П-77

Минеральный баланс вольфрама в грейзенизированных гранитах Восточного Забайкалья [52]

Минерал	АН-234			СП-205		
	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	33	1,4	16	37	1,6	19
Мусковит . .	7,0	30	72	5,2	36	59
Биотит . . .	3,5	5,0	6	0	—	—
Плагноклаз .	30	1,1	11	24	0,9	7
КПШ	26	0,9	8	33	1,0	10
В породе . .	99,5	2,9	113	99,2	3,2	95

Таблица П-78

Минеральный баланс урана в основных магматических породах

Минерал	А*			Б			В			У-76-62		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тит. магн. . . .	2,8	0,05	1	6	0,01	0	2,8	2,86	31	8,4	0,1	0
Кварц	0	—	—	1	0,06	0	0,2	0,01	0	4,7	0,11	0
Апатит	0,04	80	20	0,22	Н.о.	—	Н.о.	—	—	1,0	7,7	2
Оливин	8,4	0,01	1	0	—	—	0	—	—	7,9	0,01	0
Пироксен	34	0,14	30	57	0,06	14	40	0,09	14	23	0,18	1
Амфибол	0	—	—	0	—	—	6	0,13	3	0	—	—
Биотит	0	—	—	0,64	6,9	18	0	—	—	2,1	3,4	2
П. шп. . . .	54	0,14	47	35	0,42	61	51	0,22	43	53	4,6	79
В породе	99,24	0,16	99	99,86	0,24	93	100	0,26	91	100	3,1	84

* А, Б, В — соответственно, габбро-пироксенит оливиновый, габбро-диабаз, габбро-пироксенит из Горной Шории [46]; У-76-62 — долерит-монзонит из Кузбасса [97]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание урана в минералах и породах; $л \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-79

Минеральный баланс урана в гранодиорите из Горной Шории [46] и в амфибол-биотитовых гранитах Сусамырского батолита [136]

Минерал	Гранодиорит			Гранит			Гранит		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	2,3	0,14	1	0,24	4,0	1	0,32	8	1
Кварц	11	0,1	2	34	0,35	8	23	1,5	7
Апатит	0,19*	11	4	0,01	30	0	0,04	64	1
Циркон	Н. о.	—	—	0,03	1000	20	0,014	1500	4
Сфен	Н. о.	—	—	0,11	170	12	0,47	350	33
Ортит	Н. о.	—	—	0,16	240	26	0,11	150	3
Амфибол	9,7	0,01	0	1,8	4,2	5	1,1	5	1
Биотит	0	—	—	2,7	5,0	9	8,3	8	13
П. шп. . . .	76	0,57	92	62	0,22	9	68	1,0	14
В породе	99,19	0,47	99	101,05	1,5	90	>101	5,0	77

* Концентрация акцессорных минералов.

Таблица П-80

Минеральный баланс урана в биотитовых гранитах

Минерал	А*			Б		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,3	50	7	0,74	15	4
Кварц . . .	29	0,84	11	35	1,4	18
Апатит . . .	0,02	84	1	0,04	45	1
Циркон . . .	0,02	1000	9	0,014	1400	7
Торит . . .	0,004	6900	12	0	—	—
Сфен . . .	0	—	—	0,3	150	16
Ортит . . .	0,06	260	7	0,04	200	3
Рог. обм. . .	0,1	9,3	0	0	—	—
Биотит . . .	3,0	16	21	3,9	15	21
Плагноклаз	} 67	0,8	23	} 60	1,0	21
Микроклин . .						
В породе . .	>99	2,3	91	>100	2,8	91

Минерал	В			Г		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,9	100	4	0,3	10	1
Кварц . . .	34	7	11	34	1	8
Апатит . . .	0,1**	50	0	0,005	2400	3
Циркон . . .	0,35***	3000	48	0,028	2500	17
Торит . . .	0	—	—	0	—	—
Сфен . . .	Н. о.	—	—	0,14	200	7
Ортит . . .	Н. о.	—	—	0,033	4100	32
Рог. обм. . .	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	1,8	100	8	2,8	25	17
Плагноклаз	43	10	20	} 64	0,5	8
Микроклин . .	20	8	7			
В породе . .	>100	22	98	>101	4,2	93

* А — Казахстан [83]; Б и В — Сусамырский батолит [136]; Г — Горный Алтай [136].

** Концентрат апатита, флюорита, циркона.

*** Концентрат циркона, ильменита, монацита и других аксессуарных минералов.

Таблица П-81

Минеральный баланс урана в гранитах

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Флюорит	0	—	—	0	—	—	0,28	6	0	0,25**	100	1
Магнетит	0	—	—	0,4	2,57	0	0,60	30	3	0,7	300	10
Кварц	40	2,4	36	24	0,13	1	18	1	3	38	9	17
Ксенотим	0,003	360	0	0	—	—	0	—	—	Н. о.	—	—
Монацит	0,004	2500	4	0	—	—	0	—	—	0,19***	4000	38
Апатит	0,001	47	0	0,02	90,5	1	0,011	33	0	Н. о.	—	—
Гранат	0,2	5,8	0	0	—	—	0	—	—	Н. о.	—	—
Циркон	0,002	4600	3	0,04	2650	39	0,023	800	3	Н. о.	—	—
Торит	0	—	—	0	—	—	0,033	7000	39	0	—	—
Сфен	0	—	—	0,4	303	44	0	—	—	Н. о.	—	—
Рог. обм.	0	—	—	2	Н.о.	—	0	—	—	0	—	—
Мусковит	7	8,0	21	0	—	—	0	—	—	—	—	—
Биотит	0,1	5,2	0	0	—	—	0,81	100	14	1,7	150	13
Плагноклаз	16	2,3	14	20	0,2	1	80	2,2	29	41	10	21
КПШ	36	1,3	17	52	0,22	4				17	10	8
В породе	99,31	2,7	95	98,86	2,74	90	>99	6,0	91	98,84	20	108

* А, Б — мускоитоаный [78] и бесслюдный [178] граниты из Южно-Калифорнийского батолита и из района оз. Онтарио; В — лейкократовый гранит из Северной Киргизии [82]; Г — дауслюдный гранит Горного Алтая [136].

** Флюорит с апатитом.

*** Концентрат электромагнитных аксессуарных минералов.

Таблица П-82

Минеральный баланс урана в щелочных породах

Минерал	111*			5107			А		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит	0,70	25	4	2,8	15	4	0	—	—
Кварц	14	0,9	3	0	—	—	0	—	—
Флюорит	0	—	—	0	—	—	0,3	6	1
Торанит	0	—	—	0,00072	17,5	13	0	—	—
Апатит	0,06	80	1	0,11	250	3	0,1	15	1
Андрадит	0	—	—	0	—	—	0,2	18	2
Циркон	0,03	1200	7	0,072	1000	7	0	—	—
Сфен	0,33	240	16	0,01	1400	1	1,3	35	20
Ловенит	0	—	—	0	—	—	0,5	200	43
Пироксен	0	—	—	6,7	55	37	17	3,2	24
Рог. обм.	2,6	8	4	0	—	—	0	—	—
Биотит	2,5	15	8	0	—	—	0,1	1,4	0
Нефелин	0	—	—	0	—	—	50	0,21	5
Плагноклаз	80	3,0	48	90	2,6	23	5,0	0,14	0
КПШ							10	0,27	1
Микроклин-пертит							16	0,11	1
В породе	100,22	5,0	91	>99	10	88	100,5	2,3	98

* 111 и 5107 — граносиенит и пегматонный сиенит [82]; А — нйолиты Заангарского щелочного массива, усредненные данные [45]. Содержание U в тораните — мас. %.

Таблица П-83

Изменение минерального баланса урана при дезинтеграции сиенита
Иволгинской котловины, Забайкалье [45]

Минерал	Сиенит			Зона дезинтеграции		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	2,0	51	31	0,0	—	—
Гематит . . .	0,0	—	—	2,5	32	19
Лимонит . . .	0,0	—	—	3,0	20	14
Карбонат . . .	0,0	—	—	1,5	7,0	2
Апатит . . .	0,9	48	13	0,6	41	6
Циркон . . .	0,005	2000	3	0,01	2000	5
Сфен . . .	1,1	96	32	0,9	92	20
Пироксен . . .	2,9	2,0	2	0,0	—	—
Г. м.* . . .	0,0	—	—	1,0	50	12
Хлорит . . .	0,2	6,0	0	0,0	—	—
Биотит . . .	8,8	6,0	16	0,5	6,0	1
КПШ . . .	84	0,55	14	90	1,5	32
В породе . . .	99,905	3,30	111	100,01	4,21	111

* Г. м.— ближе не определенный глинистый минерал.

ПОДГРУППА МАРГАНЦА

МАРГАНЕЦ

Таблица П-84

Минеральный баланс марганца и железа в метеоритах и лунном троктолитовом гранулите

Минерал	Хассигян [154]					Модос [170]. марганец		
	Марганец			Железо				
	1*	2	3	2	3	1	2	3
Металл . . .	0	—	—	—	—	8	0,001	0
Троилит . . .	0	—	—	—	—	7	0,015	0
Хромит . . .	1,4	0,47	2	27,7	1,8	0,8	0,6	2
Фосфат . . .	0	—	—	—	—	0,7	0,06	0
Оливин . . .	91,6	0,41	102	21,4	93,3	46	0,37	65
Ортопир. . .	5,0	0,33	4	8,2	2,0	23	0,37	3
Клинопир. . .						4	0,19	3
П. шп. . . .	1,7	0,01	0	0,5	0,0	10	<0,03	0
Стекло . . .	0,3	0,18	0	7,2	0,1	0	—	—
В породе . .	100	0,37	108	21,0	97,2	99,5	0,26	103

Минерал	Гузена [170]. В. марганец			Акапулько [168]. железо			Лунный гранулит [156]. железо		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Металл . . .	18	0,001	0	22,7	86,6	71,5	0	—	—
Троилит . . .	6	0,01	0	3,6	63,8	8,3	0	—	—
Хромит . . .	0,8	0,65	2	1,5	16,0	0,9	0	—	—
Фосфат . . .	0,6	Н. о.	—	0,0	—	—	0,0	—	—
Оливин . . .	35	0,33	46	23,9	8,6	7,5	37	9,32	82,1
Ортопир . . .	26	0,35	36	33,4	6,3	7,6	4	5,75	5,5
Клинопир. . .	4	0,20	3	4,4	2,5	0,4	Н. о.	2,09	—
П. шп. . . .	10	0,013	1	8,8	0,1	0,0	58	0,05	0,7
Стекло . . .	0	—	—	0,0	—	—	0	—	—
В породе . .	100,4	0,25	88	98,3	27,5	96,2	99	4,2	88,3

* 1 — содержание минералов в пробах, мас.%; 2 — содержание марганца и железа в минералах и породах, мас.%; 3 — минеральный баланс марганца и железа, отн. %.

Таблица П-85

Минеральный баланс марганца в граиодиоритах Верхисетского массива на Урале [21]

Минерал	522			7018a		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,3	0,47	4	0,1	0,18	0
Ильменит . . .	0,1	0,29	1	0	—	—
Эпидот . . .	0,4	0,14	2	0,9	0,09	2
Рог. обм. . .	0	—	—	7	0,083	13
Биотит . . .	5	0,58	78	20	0,13	58
Плагноклаз . .	30	0,006	5	53	0,009	11
Микроклин . .	30	0,009	7	Н. о.	—	—
В породе . .	65,8	0,037	97	81	0,045	84

Таблица П-86

Минеральный баланс марганца в эглогитах [173]

Минерал	2020			120			1969		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	8	Н. о.	—	6	Н. о.	—	0	—	—
Гранат . . .	24	0,70	73	38	0,57	80	49	0,50	77
Эпидот . . .	4	0,062	1	0	—	—	0	—	—
Рог. обм. . .	23	0,10	10	7	0,085	2	0	—	—
Пироксен . .	41	0,077	14	49	0,054	10	51	0,062	10
В породе . .	100	0,23	98	100	0,27	92	100	0,32	87

Таблица П-87

Минеральный баланс марганца в коренных (проба 2) и дезинтегрированных метасоматитах золоторудного проявления

Минерал	2			191			193		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,85	0,14	1	6	0,043	11	10,5	0,02	2
Кварц . . .	36	0	0	34	0,006	9	5	0	0
Сфен . . .	0,08	2,0	2	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Хлорит . . .	1	0,34	4	2	0,080	7	3	Н. о.	—
Мусковит . .	26	0	0	22	0,016	15	1	Н. о.	—
Биотит . . .	36	0,22	93	13	0,082	46	50	0,17	71
Гидрослюда .	0	—	—	14	0,030	18	17	0,12	17
Монтмор. . .	0	—	—	8	0	0	6	0	0
Каолинит . .	0	—	—	0	—	—	7	0,02	1
В породе . .	99,93	0,085	100	99	0,023	106	99,5	0,12	91

Таблица П-88

Минеральный баланс марганца в глинистой части золотоносной коры выветривания

Минерал	169			214			158			178		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	57	0,0036	24	45	0,03	10	37	0,003	9	14	0,0005	0
Гетит . . .	0,5	0,29	17	0	—	—	3	0,023	5	0,4	0	0
Пирролюзит . .	0	—	—	0	—	—	0,006	55	25	0,05	55	63
Сидерит . . .	0	—	—	3	1,84	42	0	—	—	0	—	—
Турмалин . . .	0,4	Н. о.	—	0	—	—	0	—	—	0,7	0,15	2
Тальк	0	—	—	0	—	—	7	0,016	9	0	—	—
Мусковит . . .	1,2	0,0061	1	3	0,00	0	1	0,026	2	0	—	—
Биотит	0	—	—	2	0,36	6	0	—	—	9	0,047	10
Гидролюда . . .	27	0,019	60	21	0,09	15	18	0,018	25	20	0,038	17
Монтмор. . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	15	0,020	7
Каолинит . . .	14	0	0	25	0,14	27	33	0,009	23	40	0	0
В породе . . .	100,1	0,0085	102	99	0,13	100	>99	0,013	98	99,15	0,044	99

ЖЕЛЕЗО, КОБАЛЬТ, НИКЕЛЬ

ЖЕЛЕЗО

(см. также табл. 3 и П-84)

Таблица П-89

Минеральный баланс железа в магнетитовой руде одного из месторождений Турьинской группы и в минеральных ассоциациях, составляющих эту руду

Минерал	Руда			В-8603*			В-8604		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькоп. . .	0,1	31	0,1	0	—	—	—	—	—
Пирит . . .	0,4	47	0,5	0,29	47	0,2	0,1	47	0,1
Магнетит . . .	39,5	68,97	75,3	85	68,88	99,3	89	68,25	95,6
Кальцит . . .	6,6	0,27	0,0	12	0,27	0,1	8,8	0,29	0,0
Анрадит . . .	49,4	15,98	21,8	0	—	—	0	—	—
Эпидот . . .	0,6	10	0,2	1	10	0,2	0	—	—
Тремолит . . .	0,8	13,16	0,3	0	—	—	0	—	—
Хлорит . . .	1,7	20	0,9	1,8	20	0,6	1,7	20	0,5
Волласт. . .	0,5	Н. о.	—	—	—	—	0	—	—
В пробе . . .	99,6	36,18	99,1	>100	58,99	100,4	99,6	63,52	96,2

Минерал	В-8605			В-8606			В-8607		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькоп. . .	0,3	31	0,2	0	—	—	0,71	31	1,2
Пирит . . .	3,0	47	2,3	0,12	47	0,4	0,19	47	0,5
Магнетит . . .	84	71,16	99,4	0,08	68	0,4	0,1	68	0,4
Кальцит . . .	0,6	0,29	0,0	4,0	0,27	0,1	15	0,15	0,1
Анрадит . . .	1,3	15	0,3	92	14,67	95,6	77	21,88	93,4
Эпидот . . .	4,1	10	0,7	0,9	10	0,6	0	—	—
Тремолит . . .	1,1	13	0,2	0	—	—	7	13,16	5,1
Хлорит . . .	0,6	20	0,2	2,4	20	3,4	0	—	—
Волласт. . .	5,0	Н. о.	—	0	—	—	0	0	—
В пробе . . .	100,0	60,16	103,3	99,5	14,12	100,5	100	18,04	100,7

* Ассоциации: В-8603 — магнетита с крупнокристаллическим кальцитом; В-8604 — массивного магнетита; В-8605 — волластонит-магнетитовая; В-8606 — среднезернистого андрадита; В-8607 — крупнозернистого андрадита с кальцитом.

КОБАЛЬТ

(см. также табл. П-57, П-64 — П-66)

Таблица П-90

Минеральный баланс кобальта, никеля, меди и галлия в метеоритах [170]

Минерал	Модос*								
	Кобальт			Никель		Медь		Галлий	
	1	2	3	2	3	2	3	2	3
Металл . . .	8	10000	100	149000	92	620	58	23	31
Троилит . . .	7	75	1	815	0	220	18	7,5	9
Хромит . . .	0,8	28	0	200	0	460	4	65	9
Фосфат . . .	0,7	620	1	Н. о.	—	52	0	2	0
Оливин . . .	46	29	2	230	1	14	8	2	15
Ортопир. . .	23	6	0	310	1	7	2	1,6	6
Клинопир. . .	4	5	0	140	0	5	0	4	3
Плагноклаз	10	1	0	<200	0	5	1	17	28
В метеорите	99,5	800	104	13000	94	85	91	6	101

Минерал	Гуарена						
	Кобальт			Никель		Галлий	
	1	2	3	2	3	2	3
Металл . . .	18	5000	100	97000	100	23	46
Троилит . . .	6	21	0	730	0	1,5	1
Хромит . . .	0,8	45	0	<20	0	70	6
Фосфат . . .	0,6	Н. о.	—	Н. о.	0	—	—
Оливин . . .	35	24	1	180	0	1,8	7
Ортопир. . .	26	6	0	110	0	4,2	12
Клинопир. . .	4	3	0	50	0	2,9	1
Плагноклаз .	10	0,8	0	20	0	17	19
В метеорите .	100,4	900	101	17400	100	9	92

* Модос — гиперстеновый хондрит; Гуарена — бронзитовый хондрит. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание химических элементов в минералах и пробах, $10^{-4}\%$; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Т а б л и ц а П-91

Минеральный баланс кобальта [133] и никеля [132] в ультрабазитах Восточного Саяна

Минерал	С-193			С-94						С-194		
	Кобальт			Кобальт			Никель			Никель		
	1	2	3	1	2	3	2	3		1	2	3
Хромшп. . .	1,9	Н. о.	—	0,3	Н. о.	—	500	0		1,0	1100	0
Оливин . . .	93	100	85	96	120	82	2800	108		87	3200	93
Эгистатит . .	4	65	2	1,3	46	0	1000	0		12	1300	5
В породе . .	98,9	110	87	97,6	140	82	2500	108		100	3000	98

Т а б л и ц а П-92

Минеральный баланс кобальта в метаселитах хангарульской подсуиты Хамар-Дабана, Южное Прибайкалье [84]

Минерал	10 ус			24 ус		
	1	2	3	1	2	3
Пирротит . .	0,2	640	8	1	640	23
Кварц и п. шп.	40	7	16	44	5	8
Ильменит . .	0,6	1200	42	1	1000	36
Гранат . . .	—	—	—	2	5	0
Хлорит . . .	24	7	10	11	22	9
Мусковит . .	?	?	5	?	?	7
Биотит . . .	5	30	9	20	16	11
В породе . .	69,8	17	90	79	28	94

Таблица П-93

Минеральный баланс кобальта и никеля в титан-авгитовом (А), роговообманковом (Б) и оливиновом (В) метасоматически измененном габбро из Бельтауского массива, Западный Узбекистан [72]

Минерал	А						Б						В					
	Кобальт			Никель			Кобальт			Никель			Кобальт			Никель		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пентландит *	0,05	8500	14	33	46	46	0,06	8500	20	33	44	0,15	12000	28	35,13	55		
Пирротин	0,8	460	12	1,88	42	42	1,0	460	18	1,88	42	2	600	19	1,88	40		
Магнетит	0	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	5	50	4	100	1		
Ильменит	Н. о.	—	—	—	—	—	0,5	10	0	20	0	0	—	—	—	—		
Оливин . .	0	—	—	—	—	—	0	—	—	—	—	58	10	9	60	4		
Пироксен	36	40	48	60	6	6	15	25	15	90	3	18	32	9	120	2		
Рог. обм. .	9	40	12	170	4	4	25	37	37	170	9	3	20	1	45	0		
Биотит . .	0,15	20	0	35	0	0	0,4	20	0	80	0	5	20	2	36	0		
Плагноклаз	54	7	13	7	1	1	58	4	9	6	1	9	4	1	8	0		
В породе	100	30	99	360	99	99	99,96	25	99	450	99	100,15	64	73	950	102		

* Содержание никеля в пентландите и пирротине — мас. %.

Таблица П-94

Минеральный баланс кобальта и никеля в метасоматитах Бельтаусского массива, Западный Узбекистан [72]

Минерал	Пренит-серпентиновый					Пренит-актинолитовый				
	Кобальт			Никель		Кобальт			Никель	
	1*	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Графит . . .	12	Н. о.	—	0,6	0	12	Н. о.	—	0,6	0
Петляндит . . .	0	—	—	—	—	0,7	80	26	3513	55
Пирротин . . .	0	—	—	—	—	5	5,14	12	163	18
Никелин . . .	0	—	—	—	—	0,1	40	2	4300	10
Пирит . . .	4,2	3,7	10	160	23	0	—	—	—	—
Вазсит . . .	0,1	1112	72	3405	12	0,1	1112	52	3405	8
Виоларит . . .	0,7	30	14	2558	62	0	—	—	—	—
Герсдорфит . . .	0	—	—	—	—	0,1	40	2	3200	7
Кварц . . .	3	Н. о.	—	0,3	0	0	—	—	—	—
Диопсид . . .	0	—	—	—	—	8	0,25	1	0,9	0
Актинолит . . .	15	0,2	2	2,5	1	25	0,2	2	2,5	1
Рог. обм. . . .	0	—	—	—	—	6	0,37	1	1,66	0
Пренит . . .	20	0,08	1	0,06	0	22	0,08	1	0,06	0
Хлорит . . .	9	0,14	1	1,5	0	5	0,14	0	1,5	0
Серпидит . . .	20	0,09	1	0,7	0	0	—	—	—	—
Биотит . . .	0	—	—	—	—	1	0,2	0	0,4	0
Плагноклаз . . .	0	—	—	—	—	15	0,09	0	0,24	0
Цеолиты . . .	16	0,06	1	0,06	0	0	—	—	—	—
В породе . .	100	1,55	102	29	98	100	2,15	99	45	99

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание кобальта и никеля, $\text{г} \cdot 10^{-2} \%$; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-95

Минеральный баланс кобальта и никеля в продуктах выветривания метасоматита из Западного Узбекистана [72]

Минерал	Кобальт			Никель	
	1	2	3	2	3
Графит . . .	12	Н. о.	—	0,6	1
Пирит . . .	0,1	3,7	1	1600	17
Кварц, опал . . .	5	0,06	0	0,3	0
Гидроксиды железа . . .	2,6	7	29	96	27
Псилометан . . .	0,1	90	14	20	0
Кальцит . . .	7	Н. о.	—	Н. о.	—
Хризокolla . . .	0,2	0,5	0	»	—
Хлорит . . .	9	0,14	2	1,6	2
Гидромуск . . .	25	0,09	4	0,7	2
Монтмор. . .	10	0,06	1	0,5	1
Нонтронит . . .	5	6	48	89	48
Каолинит . . .	8	0,05	1	0,3	0
Галлуазит . . .	1	Н. о.	—	0,4	0
Цеолит . . .	15	0,06	1	0,6	1
В породе . .	100	0,63	101	9,2	99

Таблица П-96

Минеральный баланс кобальта в коренном метасоматите (проба 2) и в зоне дезинтеграции золотоносной коры выветривания

Минерал	2			1		
	1*	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,85	1500	42	9	350	72
Кварц . . .	36	0	0	18	1	0
Сидерит . . .	0	—	—	2	0	0
Хлорит . . .	1	280	9	3	17	1
Мусковит . .	26	0	0	15	18	6
Биотит . . .	36	46	55	17	12	5
Гидрослюда **	0	—	—	30	22	15
Монтмор. . .	0	—	—	0	—	—
Каолинит . .	0	—	—	6	21	3
В породе . .	99,85	30	106	100	44	102

Минерал	191			193		
	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	6	580	77	10,5	680	96
Кварц . . .	34	5	4	5	0	0
Сидерит . . .	0	—	—	0	—	—
Хлорит . . .	2	18	1	3	10	0
Мусковит . .	22	8	4	1	—	—
Биотит . . .	13	10	3	50	9	6
Гидрослюда **	14	23	7	17	6	1
Монтмор. . .	8	12	2	6	39	3
Каолинит . .	0	—	—	7	54	5
В породе . .	99	45	98	99,5	74	111

* Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание химических элементов в минералах и породах, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

** Под термином «гидрослюда» понимается смесь листочков слабыветрелых слюд и гидрослюд, имеющих естественную крупность меньше 30 мкм.

Т а б л и ц а П-97

Минеральный баланс кобальта и никеля в золотоносной коре выветривания

Минерал	196					214				
	Кобальт			Никель		Кобальт			Никель	
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Кварц . . .	57	1	10	5,6	5	45	1	3	3,5	4
Гетит . . .	0,5	140	13	1100	8	0	—	—	—	—
Пирролюзит . .	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—
Сидерит . . .	0	—	—	—	—	3	220	44	210	15
Турмалин * . .	0,4	—	4	—	1	0	—	—	—	—
Тальк . . .	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—
Мусковит . .	1,2	4	1	33	1	3	0	0	3,3	0
Биотит . . .	0	—	—	—	—	2	42	6	47	2
Гидрослюда	27	4	20	11	5	21	9	13	1,4	1
Монтмор. . .	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—
Каолинит . .	14	18	46	290	62	25	16	27	120	73
В породе . .	100,1	5,5	94	66	82	99	15	93	41	95

Минерал	158					178				
	Кобальт			Никель		Кобальт			Никель	
	1	2	3	2	3	1	2	3	2	3
Кварц . . .	37	1	2	15	2	14	0	0	10	1
Гетит . . .	3	240	40	1400	16	0,4	2100	24	1200	3
Пирролюзит . .	0	—	—	—	—	0,05	7300	10	1700	0
Сидерит . . .	0	—	—	—	—	0	—	—	—	—
Турмалин * . .	0	—	—	—	—	0,7	300	6	330	1
Тальк . . .	7	32	12	450	12	0	—	—	—	—
Мусковит . .	1	23	1	0	0	0	—	—	—	—
Биотит . . .	0	—	—	—	—	9	60	15	280	14
Гидрослюда .	18	0	0	230	15	20	58	33	260	29
Монтмор. . .	0	—	—	—	—	15	19	8	230	19
Каолинит . .	33	29	53	610	75	40	9	10	170	38
В породе . .	99	18	108	270	120	>99	35	106	180	105

* С примесью сфена, рутила, циркона.

НИКЕЛЬ

(см. также табл. П-57, П-64 — П-66, П-90 — П-95, П-97)

Таблица П-98

Минеральный баланс никеля в гранитондах повышенной основности

Минерал	1057*			7064a			1062			1033		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,5	50	1	0,5	220	4	1,6	54	4	0,7	24	1
Ильменит . . .	—	—	—	2,1	0	0	—	—	—	—	—	—
Кварц . . .	6,5	5	1	—	—	—	11	5	2	16	4	5
Сфен . . .	—	—	—	—	—	—	0,2	6	0	0,2	6	0
Рог. обм. . .	32	100	73	20	50	33	9	46	17	1,2	Н. о.	—
Биотит . . .	0	—	—	12	40	16	5	70	15	10	40	33
Плагиоклаз . .	60	16	22	59	9	18	57	12	37	36	8	47
КПШ . . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	16	—	—	35	—	—
В породе . .	99	44	97	93,6	30	71	99,8	24	75	99,1	12	86

* 1057, 1062 и 1033 — Зерендинский массив в Северном Казахстане, соответственно диорит, гранодиорит и адамеллит [123]; 7064a — кварцевый диорит из Верхисетского массива на Среднем Урале [21]. Здесь и далее: 1 — содержание минералов в пробах, мас.%; 2 — содержание никеля в минералах и пробах, $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн.%,

Таблица П-99

Минеральный баланс никеля в гранитах и кварцевом сениите

Минерал	522*			1087			1060		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,3	10	0	0,5	44	3	0,4	40	2
Ильменит . . .	0,1	60	0	—	—	—	0,2	6	0
Кварц . . .	—	—	—	35	4	18	21	4	10
Сфен . . .	—	—	—	0,2	7	0	—	—	—
Эпидот . . .	0,4	0	0	—	—	—	—	—	—
Биотит . . .	5	20	5	0,6	30	2	1,4	30	5
Плагиоклаз . .	30	0	0	25	8	63	7	10	95
КПШ . . .	30	60	90	38	—	—	69	—	—
В породе . .	68,8	20	95	99,3	8	86	99	8	112

* 522 — биотитовый гранит из Верхисетского гранитного массива на Среднем Урале [21]; 1087 и 1060 — лейкократовый гранит и кварцевый сениит из Зерендинского массива в Северном Казахстане [123].

Таблица П-100

Минеральный баланс никеля в коренном метасоматите (проба 2) и в зоне дезинтеграции золотоносной коры выветривания

Минерал	2			1		
	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,85	2100	27	9	220	21
Кварц . . .	36	2	1	18	12	2
Сидерит . . .	0	—	—	2	0	0
Хлорит . . .	1	0	0	3	100	3
Мусковит . .	26	31	12	15	67	11
Биотит . . .	36	84	45	17	110	20
Гидролюда	0	—	—	30	56	18
Монтмор. . .	0	—	—	0	—	—
Каолинит . .	0	—	—	6	78	5
В породе . .	99,85	67	85	100	95	80

Минерал	191			193		
	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	6	710	39	10,5	460	32
Кварц . . .	34	23	7	5	0	0
Сидерит . . .	0	—	—	0	—	—
Хлорит . . .	2	160	3	3	82	2
Мусковит . .	22	65	13	1	—	—
Биотит . . .	13	180	21	50	82	27
Гидролюда .	14	180	23	17	97	11
Монтмор. . .	8	0	0	6	110	4
Каолинит . .	0	—	—	7	220	10
В породе . .	99	110	106	99,5	150	86

ПЛАТИНОИДЫ

РОДИЙ, ПАЛЛАДИЙ, ПЛАТИНА

Таблица П-101

Минеральный баланс платиноидов в рудных пироксенитах [143]

Минерал	Проба 1						
	Родий			Палладий		Платина	
	1	2	3	2	3	2	3
Тит. магн. . .	17	5,0	71	0,6	2	0,7	1
Оливин . . .	0	—	—	—	—	—	—
Амфибол . .	14	0,1	1	0,7	2	6,0	9
Клинопир. . .	57	0,5	24	0,8	9	0,3	2
Плагноклаз .	12	0	0	0,8	2	0,4	1
В породе . .	100	1,2	96	5,1	15	9,1	13

Минерал	Проба 2						
	Родий			Палладий		Платина	
	1	2	3	2	3	2	3
Тит. магн. . .	30	2	75	0,6	5	0,6	6
Оливин . . .	18	0,8	18	4	18	3	18
Амфибол . .	12	0	0	0,7	2	0,3	1
Клинопир. . .	40	0,6	30	0,2	2	0,4	5
Плагноклаз .	0	—	—	—	—	—	—
В породе . .	100	0,8	123	4,0	27	3,0	30

ПОДГРУППА МЕДИ

МЕДЬ

(см. также табл. П-90)

Таблица П-102

Минеральный баланс меди, цинка и свинца в серпентините (А) и образовавшемся по нему метасоматите (Б) [114]

Минерал	А						
	Медь			Цинк		Свинец	
	1*	2	3	2	3	2	3
Магнетит . . .	5	0	0	0	0	300	37
Хромит . . .	0,4	5	0	0	0	200	2
Кварц . . .	0	—	—	—	—	—	—
Карбонат . . .	5	0	0	90	15	0	0
Тальк . . .	1,2	100	2	60	2	0	0
Серпентин . . .	88	60	88	30	88	30	66
В породе . . .	99,6	60	90	30	105	40	105

Минерал	Б						
	Медь			Цинк		Свинец	
	1	2	3	2	3	2	3
Магнетит . . .	4	0	0	0	0	450	60
Хромит . . .	0,5	5	0	0	0	200	3
Кварц . . .	11	30	14	0	0	60	22
Карбонат . . .	47	0	0	90	60	0	0
Тальк . . .	37	60	92	60	32	0	0
Серпентин . . .	0	—	—	—	—	—	—
В породе . . .	99,5	24	106	70	92	30	85

* Здесь и далее: 1 — содержание минералов, мас.%; 2 — содержание меди, цинка, свинца, $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-103

Минеральный баланс меди, цинка, свинца в диабазе и продуктах его лиственитизации, Золоторудное месторождение [114]

Минерал	Диабаз						Метасоматит						Лиственит					
	Медь			Цинк			Свинцов			Медь			Цинк			Медь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	1500	1	50	0	60	0	9000	16
Магнетит . .	0	—	—	—	—	—	—	—	—	1,9	0	0	10	0	60	3	1,2	0
Кварц . . .	3,2	50	2	30	1	40	2	19	50	7	30	11	40	19	40	36	50	16
Рутил . . .	1,7	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	1,6	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—	Н. о.	—
Карбонат . .	1,6	40	1	20	0	0	0	22	100	16	40	18	20	11	28	100	25	40
Эпидот . . .	21	120	25	80	21	60	18	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Амфибол . .	57	120	68	100	71	90	73	0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Хлорит . . .	5	6	0	60	4	90	6	31	300	66	80	50	60	46	0	—	—	—
Мусковит . .	0	—	—	—	—	—	—	1	9	0	30	1	20	0	33	90	27	60
Альбит . . .	10	6	1	0	0	30	4	23	30	5	30	14	30	17	0	—	—	—
В породе . .	99,5	100	97	80	97	70	103	99,6	140	95	50	94	40	96	99,3	110	84	50
																105	30	100

Таблица П-104

Минеральный баланс меди в лейкогаббро золоторудных полей Северо-Восточного Казахстана [129]

Минерал	Б-5364			С-183-61			С-2090		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькоп.* . .	0,008	—	54	0,011	—	46	0,014	—	58
Магнетит . .	3	65	4	3	140	5	3	130	5
Кварц . . .	8	5	1	10	0	0	8	5	0
Рог. обм. . .	25	77	38	4	65	3	13	70	11
Бронзит . . .				6	110	8	2	74	2
Авгит				13	45	7	17	55	11
Биотит . . .	2	30	1	10	150	18	8	130	12
П. шп. . . .	61	5	6	53	8	5	48	7	4
В породе . .	>99	51	104	>99	83	92	>99	84	103

* Содержание меди в халькопирите принято 34,6 %.

Таблица П-105

Минеральный баланс меди в гранодиоритах Средней Азии [108]

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	2	1	2	3	1	2	3
Халькоп. . .	—	—	3	—	—	1	—	—	1	—	—	1
Магнетит . .	0,03	39	0	0,02	45	0	3	60	7	3	76	7
Кварц . . .	18	1	3	18	4	8	19	12	9	10	15	5
Рог. обм. . .	3	13	6	2	41	9	6	61	15	9	75	22
Биотит . . .	10	15	24	9	18	17	6	68	16	7	56	13
П. шп. . . .	69	5	56	71	9	67	66	20	53	70	23	52
В породе . .	>100	6,2	92	>100	9,6	102	>100	25	101	>99	31	100

* А и Б — Западный Узбекистан, темиркабукские и актауские; В и Г — Карамазар, куюндинские и кураминские.

Таблица П-106

Минеральный баланс меди в сиеенито-диорите, гранитах и метасоматите

Минерал	А*			Б			В			К-2118-2		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0	—	—	0,09	300	1	0	—	—	0	—	—
Халькоп. . .			1			2	0	—	—	0,007		28
Магнетит . .	4	330	26	0,01	35	0	0,1	40	1	3	60	2
Кварц . . .	4	25	2	26	8	9	26	1	4	0,5	2	0
Апатит . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	1,9	78	2
Рог. обм. . .	10	59	12	0	—	—	0	—	—	68	66	51
Биотит . . .	8	71	11	9	93	35	8	12	17	0	—	—
П. шп. . . .	73	31	45	65	20	54	65	7	78	27	17	5
В породе . .	99	50	97	>100	24	101	99,1	5,8	100	>100	88	88

* А, Б, В — алмалыкский сиеенито-диорит, карнабский и шайдакский граниты из Средней Азии [108]; К-2118-2 — амфиболитоподобный метасоматит из Северо-Восточного Казахстана [129].

Таблица П-107

Минеральный баланс меди в зиранбулакском [108] и степнинском [129] граудиоритах

Минерал	Зиранбулакский			Степнинский		
	1	2	3	1	2	3
Пирит . . .	0,002	140	0	0,001	Н. о.	—
Халькоп. . .	0,00003	—	1	0,001	—	29
Магнетит . .	0,03	50	0	0,33	140	4
Кварц . . .	20	4	7	24	2	4
Рог. обм. . .	5	45	19	10	28	23
Биотит . . .	13	28	30	9	30	23
П. шп. . . .	62	8	41	55	2	9
В породе . .	>100	12	98	>98	12	92

СЕРЕБРО

Т а б л и ц а П-108

Минеральный баланс серебра в некоторых магматических породах

Минерал	А*			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Сульфиды . . .	0,0007	55	0	0,001	50	1	Н. о.	Н. о.	—
Магнетит . . .	0,5	0,19	1	0,05	0,24	0	3,9	0,16	3
Кварц . . .	20	0,07	15	35	0,045	25	0	—	—
Оливин . . .	0	—	—	0	—	—	41,4	0,016	4
Пироксен . . .	0	—	—	0	—	—	23,4	0,005	1
Рог. обм. . .	7	0,12	9	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	5	0,17	9	1	0,16	3	0	—	—
Плагиоклаз	51	0,05	28	18	0,018	5	30	0,013	2
КПШ	15	0,18	29	46	0,087	64	0	—	—
В породе . .	>98,5	0,092	91	>100	0,063	98	98,7	0,18	10

* А, Б — гранодиорит и субщелочной гранит из Магаданского батолита, охотский нижнемеловой комплекс гранитондот [93]; В — габбро-долерит Черногорской интрузии. Сибирская платформа [95]. 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание серебра в минералах и породах, $\mu \cdot 10^{-4}\%$; 3 — минеральный баланс, отн. %.

ЗОЛОТО

(см. табл. 7 и 8 и таблицы раздела 3.3)

ПОДГРУППА ЦИНКА

ЦИНК

(см. также табл. П-102 и П-103)

Таблица П-109

Минеральный баланс цинка в гранитах, граносенинте и гнапторнолите

Минерал, вещество	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	0,7	100	2	0,3	230	2	1	110	5	Н. о.	—	—
Кварц . . .	35	7	6	34	7	6	17	1,0	1	8	<15	<2
Биотит . . .	3,7	870	80	3	620	47	4,6	500	96	1	570	11
П. шп. . . .	60	10	15	63	24	38	76	0	0	11	<15	<3
Оси. м. . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	80	45	72
В породе . .	99,4	40	103	103,3	40	93	98,6	24	102	100	50	<88

* А, Б — граниты Сусамырского батолита, хр. Джумгол [136]; В — граносенинт бугульминского комплекса, Восточный Саян [26]; Г — гнапторнолит харалгинского комплекса Даурского вулканогена, Забайкалье [28]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание цинка в минералах и горных породах, $л \cdot 10^{-4} \%$; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-110

Минеральный баланс цинка в гранодиорите и кварцевом диорите бугульминского комплекса [26]

Минерал	Гранодиорит			Кварцевый диорит		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	1	130	5	2	81	3
Кварц . . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Сфен	1	20	1	0,4	19	0
Рог. обм. . .	7	270	76	14	180	42
Пироксен . .	0	—	—	7	90	10
Биотит . . .	0	—	—	7	270	31
Плагноклаз .	51	4	8	47	10	8
КПШ	26	2	2	13	8	2
В породе . .	86	25	92	90,4	60	96

РТУТЬ

(см. также табл. 7 и 8)

Таблица П-111

Минеральный баланс ртути в метасоматитах первичного литогеохимического ореола золота

Минерал	570			544			561Б		
	1*	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькоп. . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Пирротин . .	0	—	—	0,2	150	2	0,7	5,5	0
Пирит . . .	5,2	85	29	9,4	16	9	14	11	10
Кварц . . .	44	6,3	18	0	—	—	60	7,1	27
Кальцит . . .	0	—	—	5	Н. о.	—	11	58	40
Мусковит . .	30	9	18	50	19	59	0	—	—
Биотит . . .	20	31	41	17	13	14	0,3	Н. о.	—
Хлорит . . .	0	—	—	0	—	—	0,4	Н. о.	—
Амфибол . .	0	—	—	0	—	—	8	30	15
Плагноклаз	0	—	—	18	9	10	5	Н. о.	—
В породе . .	99,2	15	106	99,6	16	94	99,4	16	92

Минерал	561А			535			571		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Халькоп. . .	0	—	—	0,1	400	2	0	—	—
Пирротин . .	1,2	22	2	2,3	350	45	0	—	—
Пирит . . .	11	10	6	0	—	—	10	35	18
Кварц . . .	0	—	—	7	10	4	7	10	4
Кальцит . . .	16	10	9	3	33	5	5	50	13
Мусковит . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	32	13	24	0	—	—	63	19	63
Хлорит . . .	8	7	3	5	Н. о.	—	5	40	10
Амфибол . .	5	35	10	61	7	24	10	3	2
Плагноклаз .	26	25	38	22	14	17	0	—	—
В породе . .	99,2	17	92	100,4	18	97	100	19	1.

* 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание ртути в минералах · 10⁻³ %; 3 — минеральный баланс, отн.%. В пробе 544 плагноклаз с

ПОДГРУППА ГАЛЛИЯ

ГАЛЛИЙ

(см. также табл. 90)

Таблица П-112

Минеральный баланс галлия в ультрабазитах

Минерал	А*			101			508		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тит. магн. . . .	Н. о.	—	—	0,3	30	1	3,2	30	10
Оливин	Н. о.	—	—	1,5	Н. о.	—	27	2	5
Ортопир. . . .	10	4	8	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Клинопир. . . .	75	3	45	98	6	98	39	7	27
Амфибол	4,5	8	7	0	—	—	34	14	48
Плагноклаз	9,2	11	20	0	—	—	0	—	—
В породе . . .	98,7	5	80	99,8	6	99	103,2	10	90

* А — габбро-пироксенит с Кольского п-ва [12]; 101 и 508 — пироксениты Баранчинского массива на Урале [10]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание галлия, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

Таблица П-113

Минеральный баланс галлия в основных и средних интрузивных породах

Минерал	А*			1148			2033		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц	0	—	—	0	—	—	3	Н. о.	—
Пироксен	5,2	1	0	14	10	7	0	—	—
Амфибол	29	10	14	Н. о.	—	—	29	18	29
Бiotит	0	—	—	19	30	30	Н. о.	—	—
Плагноклаз	66	25	79	28	19	28	65	19	69
КПШ	0	—	—	36	19	36	0	—	—
породе . . .	100,2	21	93	97	19	101	97	18	98

* Про Суганского массива, Кавказ [12]; 1148 и 2033 — габбро-сиенит и диорит Чона, Тянь-Шань [110].

Т а б л и ц а П-114

Минеральный баланс галлия в гранитоидах повышенной оснoвности и щелочности Чаткальского района, Тянь-Шань [110]

Минерал	1280*			566			107		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	23	Н. о.	—	20	Н. о.	—	25	Н. о.	—
Амбигит . . .	4	21	6	7	20	8	6	50	16
Биотит . . .	7	55	26	6	30	11	1	100	5
Плагноклаз . .	37	16	39	53	20	62	0	—	—
КПШ	27	19	34	14	12	10	67	22	78
В породе . .	98	15	105	100	17	91	99	19	99

* 1280 — адамеллит; 566 — гранодиорит; 107 — щелочной гранит.

Т а б л и ц а П-115

Минеральный баланс галлия в биотитовых гранитах

Минерал	А*			Б			1314			591		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . .	34	Н. о.	—	29	2	3	43	Н. о.	—	32	Н. о.	—
Биотит . .	3,7	70	19	9,8	71	33	2	100	8	4	120	13
Плагноклаз . .	30	22	47	40	24	46	12	33	15	38	40	40
КПШ . . .	32	14	32	20	18	17	42	33	53	26	37	25
В граните .	99,7	14	98	98,8	21	99	99	26	76	100	38	78

* А и Б — Сусамырский массив, Киргизия и Юго-Восточная Тува [12]; 1314 и 591 — Чаткальский район, Тянь-Шань [110].

Т а б л и ц а П-116

Минеральный баланс галлия в мусковитовых и двуслюдяных гранитах

Минерал	А*			20			Б			295		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Флюорит . .	Н. о.	—	—	0,05	10	0	Н. о.	—	—	0,1	Н. о.	—
Кварц . . .	35	Н. о.	—	40	13	9	20	0	0	20	10	2
Топаз	0	—	—	0	—	—	0,2	Н. о.	—	0,3	26	0
Мусковит . .	7,0	100	32	2,7	280	14	2,8	100	5	3	210	5
Биотит . . .	4,9	55	12	0,6	100	1	0	—	—	35	200	54
Плагноклаз . .	35	25	40	28	76	38	56	75	68	18	100	14
КПШ	18	15	12	29	60	31	21	75	25	23	80	14
В граните . .	99,9	22	96	>100	56	93	100	62	98	99,4	130	89

* А — двуслюдяной гранит из междуречья рек Урух и Псыган-Су, Кавказ [12]; 20 — мусковитовый гранит из Каменных могил, Восточное Приазовье [90]; Б — амазонитовый гранит Кукульбейского хребта, Восточное Забайкалье [126]; 295 — биотитизированный гранит Екатерининского массива, Восточное Приазовье [90].

Таблица П-117

Минеральный баланс галлия в сиеците из района р. Кальчик [86] и нефелиновых сиенитах с Тянь-Шаня и Енисейского края [12]

Минерал	А*			Б			В		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Ильменит . .	0,8	20	1	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Кварц . . .	4,3	Н. о.	—	0	—	—	0	—	—
Сфен	0,3	9,4	0	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—
Рог. обм. . .	16	21	12	0	—	—	0	—	—
Пироксен . .	0	—	—	1,3	24	2	8	19	5
Биотит . . .	1,3	Н. о.	—	4,3	68	15	0	—	—
Альбит . . .	—	—	—	—	—	—	2,5	54	4
ЩПШ	77	30	83	75	15	59	51	20	32
Нефелин . .	0	—	—	16	35	29	35	44	48
Содалит . . .	0	—	—	0	—	—	3,2	70	7
В породе . .	99,7	28	96	96,6	19	105	99,7	32	96

* А — сиецит; Б, В — нефелиновые сиециты Тянь-Шаня и Енисейского края соответственно.

Таблица П-118

Минеральный баланс таллия в гранттонах Чаткальского района, Тянь-Шань [110]

Минерал	2001*			107			277а			374		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	15	Н. о.	—	25	Н. о.	—	38	Н.о.	—	31	Н. о.	—
Амфибол . .	14	0,5	23	6,3	1,2	8	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	8	1,2	32	1,2	6,8	9	2	6,7	12	3	6,6	15
Плагноклаз .	41	0	0	0	—	—	14	0,1	1	14	0,2	2
КПШ	20	0,8	53	67	1,0	74	46	2,1	88	51	2	78
В породе . .	98	0,3	108	99,5	0,9	91	100	1,1	101	99	1,3	95

* 2001 — гранодиорит; 107 — щелочной гранит; 277а, 374 — граниты. 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание таллия в минералах и породе, $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн.%.

ПОДГРУППА УГЛЕРОДА

КРЕМНИЙ

(см. табл. П-21)

ОЛОВО

Таблица П-119

Минеральный баланс олова в биотитовых, биотит-амфиболовых и двуслюдяных гранитах

Минерал	А*			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	29	0,6	4	37	0,9	5	20	0,8	3	35	5	6
Сфен. . . .	0,2	550	23	Н. о.	—	—	0,3	610	29	Н. о.	—	—
Рог. обм. . .	3,2	23	15	0	—	—	1,2	42	8	0	—	—
Турмалин . .	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	Н. о.	—	—	1,5	20	1
Мусковит . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	8	240	64
Биотит . . .	6,6	25	34	2,7	200	76	5,3	26	22	1,5	200	10
Плагиоклаз .	30	1,8	11	30	3,1	13	38	3,1	19	52	10	17
КПШ	31	1,2	8	30	1,2	5	35	1,7	9			
В породе . .	100	4,8	95	99,7	7,1	99	99,8	6,3	90	98	30	98

* А, Б, В — соответственно, Верхнеголотайский, Соктуйский, Нижнеголотайский массивы Забайкалья [75]; Г — Малый Хинган [15]. Здесь и далее: 1 — содержание минералов в пробах, мас.%; 2 — содержание олова в минералах и породе, 10^{-4} %; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-120

Минеральный баланс олова в сиенитоподобной гибридной породе (проба А) Алданского щита [94], сиените (проба Ах-268) и нефелиновом сиените (проба Эд-167) из Северо-Восточной Тувы [61]

Минерал	А			Ах-268			Эд-167		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тит. магн. . .	0	—	—	1,2	59	19	2	42	11
Кварц	8	2	3	0	—	—	0	—	—
Амфибол . . .	14	22	49	4,2	35	40	0	—	—
Пироксен . . .	0	—	—	0	—	—	7	62	59
Биотит	2	28	9	0,9	19	5	5	19	13
Нефелин . . .	0	—	—	0	—	—	24	2,8	9
ЩПШ	76	3	36	71	1,4	27	62	0,9	8
Плагиоклаз .				19	1,6	8	0	—	—
В породе . . .	100	6,3	97	96,3	3,7	99	100	7,3	100

Таблица П-121

Минеральный баланс олова в существенно микроклиновых гранитах (Б — Г) и пегматитах (А) Айданского щита [94]

Минерал	А			Б			В			Г		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Кварц . . .	25	1	3	34	1	4	31	2	6	33	1	3
Биотит . . .	10	45	56	7	60	47	18	30	54	6	58	29
Плагноклаз .	5	3	2	6	1	1	8	11	9	8	2	1
Микроклин . .	60	1	8	53	1	6	42	7	29	53	2	9
В породе . .	100	8	69	100	9	58	99	10	98	100	12	42

Таблица П-122

Минеральный баланс олова в сульфидных рудах [111]

Минерал	А			Б		
	1	2	3	1	2	3
Сфалерит . .	14	6	38	0,1	0,2	0
Халькоп. . .	0,1	12	1	0,6	3100	89
Тетраэдрит . .	0	—	—	0	—	—
Галенит . . .	2,8	4,2	5	0,2	300	3
Пирит . . .	62	0,5	14	60	0,5	1
Кварц . . .	21*	3,1	30	30	0	0
Кальцит . . .	0	—	—	4	0	0
Актинилит . .	Н. о.	—	—	5	4	1
В руде . . .	99,9	2,2	88	99,9	21	94

* В смеси с сидеритом, баритом и серицитом.

СВИНЕЦ

(см. также табл. П-102, П-103)

Таблица П-123

Минеральный баланс свинца в гранитах

Минерал	КМ-20*			А			7146д			Б		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	1	Н. о.	—	0,4	6	0	Н. о.	—	—	0,3	20	0
Кварц . . .	24	Н. о.	—	30	2	3	31	Н. о.	—	34	3	3
Рог. обм. . .	0,2	Н. о.	—	1	8	0	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	5	3	1	3,6	14	2	10	2	1	2,7	20	2
Плагноклаз .	46	11	42	65	28	83	30	33	34	63	35	74
КПШ . . .	23	22	42				29	70	70			
В породе . .	99,2	12	85	100	22	88	100	29	105	100	30	79

* КМ-20 — Ундяно-Газимурский район, Восточное Забайкалье [62]; А и Б — Сусамыр-ский батолит, хр. Джумгол [136]; 7146д — Верхисетский массив, Урал [21]. Здесь и далее: 1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание свинца в минералах и породе, $л \cdot 10^{-4} \%$; 3 — минеральный баланс, отн.%.

Таблица П-124

Минеральный баланс свинца в сиебито-диорите и граносиебите бугульминского комплекса, Восточный Саян [26]

Минерал	Сиебито-диорит			Граносиебит Гв-2		
	1	2	3	1	2	3
Магнетит . .	2,3	40	7	1	5	0
Кварц . . .	Н. о.	—	—	17	2	2
Сфен	0,6	33	1	0,5	19	0
Рог. обм. . .	8	0	0	0	—	—
Биотит . . .	4	10	3	5	15	3
Плагноклаз .	51	11	40	76	25	86
КПШ	27	16	31			
В пробе . .	92,9	14	82	99,5	22	91

Таблица П-125

Минеральный баланс свинца в кварцевых диоритах (А и Б), гранодиоритах (553а и В) и в гнапторнолите (С-39)

Минерал, вещество	А*			553а			Б			В			С-39		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Магнетит . . .	2,5	0	0	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	1	28	1	Н.о.	—	—
Кварц . . .	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	20	4	6	25	3	4	8	6,3	2
Циркон . . .	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	0,1	250	2	0,01	10	0	Н.о.	—	—
Сфен . . .	0,4	33	1	Н.о.	—	—	Н.о.	—	—	0,3	71	1	Н.о.	—	—
Рог. обм. . .	14	0	0	9	4	3	7	8	4	7	14	5	0	—	—
Пироксен . . .	7	0	0	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—
Биотит . . .	6,5	25	18	14	14	14	7	12	6	6	10	3	1	1	0
Плагноклаз . .	49	10	54	45	19	61	65	15	70	62	15	47	11	52	23
КПШ . . .	13	20	29	11	30	24	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Стекло . . .	0	—	—	0	—	—	0	—	—	0	—	—	80	26	83
В породе . .	92,4	9	102	79	14	102	99,1	14	88	>101	20	61	100	25	108

* А — Бугульма, Восточный Саян [26]; 553а — Верхисетский массив, Урал [21]; Б и В — Кличка и Шахтама, Восточное Забайкалье: (в пробе В — галенит [109]); С-39 — Даурский вулканоген, Забайкалье [28].

Таблица П-126

Минеральный баланс (некорректный) свинца, олова, мышьяка в образце полиметаллической руды [73]

Минерал	Свинец			Олово		Мышьяк	
	1	2	3	2	3	2	3
Сфалерит . .	1,2	0,58	1	0,36	2	Н. о.	—
Галенит . . .	0,6	86,6	41	0,05	0	Н. о.	—
Пирит . . .	4,9	0,13	0	0,23	4	0,38	3
Арсенопирит .	0,9	Н. о.	—	Н. о.	—	46,1	75
Арсенаты . .	0,5	52,2	21	0,46	1	20	18
Кварц * . . .	76,5	0,24	14	0,008	2	Н. о.	—
Касситерит .	0,3	0,09	0	78,8	87	Н. о.	—
Лимонит . .	1,4	3,56	4	0,7	4	1,7	4
Сидерит . . .	5,3	0,08	0	0,005	0	0,001	0
Церуссит . .	0,3	71,8	17	0,19	0	0,45	0
Турмалин . .	8,1	0,34	2	0,01	0	Н. о.	—
В пробе . .	100	1,27	100	0,27	100	0,55	100

* Механическая смесь с полевыми шпатами (2 — содержание, мас.%).

ПОДГРУППА АЗОТА

МЫШЬЯК

(см. табл. П-126)

ВИСМУТ

Таблица П-127

Минеральный баланс висмута в гранитоидах Кураминских гор, Средняя Азия [43]

Минерал	662А*			716А			715А		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Тит. магн. . . .	1,0	0,1	5	1,9	0,7	13	1,4	0,5	6
Кварц	18	0,006	5	10	0,1	10	14	0,1	12
Рог. обм. . . .	9,3	0,01	5	14	0,01	1	7,1	0,02	1
Биотит	9,5	0,01	5	10	0,01	1	13	0,03	3
Плагиоклаз . .	42	0,02	42	45	0,1	45	47	0,15	59
КПШ	20	0,03	30	18	0,05	9	17	0,10	14
В породе . . .	99,8	0,02	92	98,9	0,10	79	99,5	0,12	95

* 662А — кварцевый сиенито-диорит; 716А и 715А — гранодиориты (716А — с самородным висмутом и висмутинном). Роговая обманка в пробах 662А и 716А в смеси с пироксеном.

1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание висмута в минералах и породе, $\mu \cdot 10^{-4}$ %; 3 — минеральный баланс, отн.%.

ГАЛОГЕНЫ

ФТОР И ХЛОР

Таблица П-128

Минеральный баланс фтора и хлора в гранитондах

Минерал	И-7209*						И-7025			И-7146Д					
	Фтор			Хлор			Фтор			Фтор			Хлор		
	1	2	3	2	3		1	2	3	1	2	3	2	3	
Кварц . . .	17	2,5	8	0,2	4	24	0,1	0		31	0,1	1	0,4	11	
Апатит . . .	Н. о.	—	—	—	—	0,27	280	15		Н.о.	—	—	—	—	
Сфен . . .	Н. о.	—	—	—	—	0,35	53	4		Н.о.	—	—	—	—	
Рог. обм. . .	19	14	48	2,5	53	7,5	14	21		0	—	—	—	—	
Мусковит . .	0	—	—	—	—	0	—	—		0	—	—	—	—	
Бiotит . . .	13	16	38	1,5	22	12	22	53		11	30	94	1	10	
Плагноклаз .	51	0	0	0,3	17	47	0	0		30	0	0	2,1	57	
КПШ	0	—	—	—	—	9,1	0	0		28	0	0	0,8	20	
В породе . .	100	5,5	94	0,9	96	>100	5,0	93		100	3,5	95	1,1	98	

Минерал	И-7195						МК-6902/28		
	Фтор			Хлор			Фтор		
	1	2	3	2	3		1	2	3
Кварц . . .	29	0	0	0,8	13	29	2,4	9	
Апатит . . .	Н. о.	—	—	—	—	Н. о.	—	—	
Сфен . . .	Н. о.	—	—	—	—	Н. о.	—	—	
Рог. обм. . .	0	—	—	—	—	0	—	—	
Мусковит . .	0	—	—	—	—	7	88	81	
Бiotит . . .	10	56	86	9,3	52	2	10	3	
Плагноклаз .	35	0	0	1,1	21	31	0	0	
КПШ	25	3	12	1,0	14	30	3,7	15	
В породе . .	99	6,5	98	1,8	100	99	7,6	108	

* И-7209, И-7025, И-7146Д, И-7195 — соответственно, кварцевый диорит, граиодиорит, биотитовые граниты Верхисетского массива, Средний Урал [22]; МК-6902/28 — пегматитовый гранит, Урал [36].

1 — минеральный состав, мас.%; 2 — содержание галогенов, л · 10⁻² %; 3 — минеральный баланс, отн. %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев З. Б., Гусейнова С. Ф. Закономерности распределения титана и ванадия в ультрабазитах Малого Кавказа (Азербайджан) // Геохимия. 1970. № 12. С. 1462—1467.
2. Актанов М. Т. Распределение бора и фтора в гранитоидах некоторых оловорудных районов Южного Тянь-Шаня (Юго-Восточная Киргизия) // Геохимия. 1976. № 1. С. 132—136.
3. Альмухамедов А. И. Поведение титана в процессах дифференциации базальтовой магмы // Геохимия. 1967. № 1. С. 75—85.
4. Анастасенко Г. Ф. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы // Геохимия. 1973. № 10. С. 1481—1489.
5. Антипин В. С., Коваленко В. И., Кузнецова А. И., Персикова Л. Н. Поведение олова и вольфрама в рудоносных кислых магматических породах на основе анализа коэффициентов распределения // Геохимия. 1981. № 2. С. 163—178.
6. Антипин В. С., Коваленко В. И., Петров Л. Л. Распределение бора между вкрапленниками и основной массой эффузивных и субвулканических пород // Геохимия. 1982. № 11. С. 1634—1657.
7. Баженов А. Г., Красина А. С., Покровский П. В. Бериллий в Ильменогорском массивном массиве // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск, 1980. С. 3—20.
8. Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 330 с.
9. Борисенко Л. Ф. О корреляционной связи железа, ванадия и титана в пироксенитах // Геохимия. 1967. № 3. С. 304—311.
10. Борисенко Л. Ф. О некоторых особенностях распределения галлия в гипербазитах // Геохимия. 1983. № 8. С. 746—753.
11. Борисенко Л. Ф. Руды ванадия. М.: Наука, 1983. 150 с.
12. Борисенко Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза // Геохимия. 1959. № 1. С. 46—59.
13. Борисенко Л. А., Злобин Б. И. Галлий в щелочных породах массива Гор Сандык (Сев. Киргизия) // Геохимия. 1959. № 6. С. 505—512.
14. Борисенко Л. А., Соболев Р. Н., Кулешова М. Л. Геохимия молибдена (на примере гранитоидов западной части Центрального Казахстана) // Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., 1977. С. 43—52.
15. Бровчук И. Ф., Миронюк А. Ф. Распределение олова в палеозойских гранитоидах и осадочно-метасоматических породах Малого Хингана // Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969. С. 89—96.
16. Бровчук И. Ф., Недашковский Г. П., Овчарек Э. С. Возрастные взаимоотношения палеозойских гранитоидов Малого Хингана и распределение в них тантала и ниобия // Геохимические циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969. С. 77—82.
17. Буряк А. В. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
18. Бушляков И. Н. Геохимия бериллия и золота в гранитоидах Верхисетского массива // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1969. С. 238—239.

19. Бушляков И. Н. Распределение золота в гранитоидах Верхисетского массива на Урале // Геохимия. 1971. № 12. С. 1442—1448.
20. Бушляков И. Н., Григорьев Н. А. Бериллий в метаморфических породах Урала // Геохимия. 1988. № 9. С. 1296—1301.
21. Бушляков И. Н., Соболев И. Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М.: Наука, 1976. 339 с.
22. Бушляков И. Н., Холоднов В. В. Галогены в петрогенезисе и рудоносности гранитоидов. М.: Наука, 1987. 192 с.
23. Вернадский В. И. Избранные сочинения. Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. 690 с.
24. Вершковская О. В., Салтыкова В. С. Галлий в породах, вмещающих флюорит-сульфидное оруденение // Геохимия. 1961. № 5. С. 440—445.
25. Воронцов А. Е., Лин Н. Г. Рубидий и литий в гранитоидах бугульминского комплекса (Восточный Саян) // Геохимия. 1966. № 11. С. 1377—1384.
26. Воронцов А. Е., Селиванова Г. И. Особенности поведения свинца и цинка в нижнепалеозойских гранитоидах центральной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 1971. № 9. С. 40—47.
27. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня / Р. Д. Гаврилин, Б. И. Злобин, Л. Л. Леонова и др. М.: Наука, 1966. 247 с.
28. Геохимия мезозойских латитов Забайкалья / Л. В. Таусон, В. С. Антипин, Н. М. Захаров, В. С. Зубков. Новосибирск: Наука, 1984. 215 с.
29. Григорьев Н. А. Перераспределение Be между минералами и подземными водами при образовании кор выветривания // Геология палеозоя и мезозоя Урала. Свердловск, 1975. С. 137—142.
30. Григорьев Н. А. Бериллий в экзогенном цикле. М.: Наука, 1978. 163 с.
31. Григорьев Н. А. Особенности минералообразования при формировании танталоносной коры выветривания гранитных пегматитов // Минералогия зоны гипергенеза. М., 1980. С. 19—34.
32. Григорьев Н. А. Распределение бериллия на земной поверхности. М.: Наука, 1984. 117 с.
33. Григорьев Н. А. О проблеме минеральных балансов химических элементов в литогеохимических ореолах // Петрология и рудообразование. Свердловск, 1986. С. 102—105.
34. Григорьев Н. А. Об учете минеральных микровключений при определении минеральных балансов химических элементов // Ежегодник-1986 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1987. С. 91—92.
35. Григорьев Н. А. Минеральный баланс ниобия и тантала в корях выветривания // Геохимия. 1987. № 3. С. 387—392.
36. Григорьев Н. А., Бушляков И. Н. Минеральный баланс фтора в пегматондных гранитах и его изменение при процессах выветривания // Ежегодник-1982 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983. С. 113—114.
37. Григорьев Н. А., Покровский П. В., Поташко К. А. Об источнике бериллия в подземных водах коры выветривания грейзенизированных мраморов // Ежегодник-1971 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 85—86.
38. Григорьев Н. А., Сазонов В. Н., Мурзин В. В. Минеральный баланс золота в первичном литогеохимическом ореоле золоторудного месторождения // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 5. С. 1198—1201.
39. Григорьев Н. А., Сазонов В. Н., Мурзин В. В. Минеральный баланс золота в продуктах выветривания первичного литогеохимического ореола // Геохимия. 1986. № 8. С. 1152—1159.
40. Григорьев Н. А., Сазонов В. Н., Шорохов Г. П., Стафеев С. В. Минеральный баланс ртути в метасоматитах // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 3. С. 705—708.
41. Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Капер-

- ская Ю. Н. Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 118 с.
42. Демин А. М., Хитаров Д. И. Геохимия калия, рубидия и таллия в приложении к вопросам петрологии // Геохимия. 1958. № 6. С. 571—581.
43. Дуини-Барковская Э. А., Юсупов Р. Г. Геохимия висмута в интрузивных породах Кураминских гор Средней Азии // Геохимия. 1976. № 3. С. 323—335.
44. Егоров И. Н., Гамался Ю. Н., Миц М. В. О распределении циркония в породах и минералах Улкайского субщелочного массива // Геохимия. 1966. № 12. С. 1471—1477.
45. Жмодик С. М. Геохимия радиоактивных элементов в процессе выветривания карбонатитов, кислых и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1984. 143 с.
46. Журавлев Р. С., Осипов Д. К. Уран в основных породах Паша и Горной Шории // Геохимия. 1965. № 4. С. 490—494.
47. Журавлева Л. Н., Березина Л. А., Гулин Е. Н. Особенности геохимии редких и радиоактивных элементов в апатит-магнетитовых рудах ультраосновных — щелочных комплексов // Геохимия. 1976. № 10. С. 1512—1532.
48. Злобин Б. И., Лебедев В. И. Геохимические связи Li, Na, K, Rb, Tl в щелочной магне и их некоторое петрогенетическое значение // Геохимия. 1960. № 2. С. 87—103.
49. Злобин Б. И., Лебедев В. И. Цезий в щелочных породах // Геохимия. 1962. № 6. С. 508—513.
50. Зубков В. С., Петров Л. Л. Фтор, бор, бериллий в юрских эффузивах Центрального Забайкалья // Вулканоология и сейсмология. 1984. № 1. С. 50—63.
51. Иванов В. В. Индий в некоторых изверженных породах СССР // Геохимия. 1963. № 12. С. 1101—1110.
52. Иванова Г. Ф. Об условиях концентрации вольфрама в грейзеновом процессе // Геохимия. 1969. № 1. С. 22—32.
53. Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1968. № 6. С. 689—700.
54. Каганович С. Я. Экономика минерального сырья. М.: Недра, 1975. 215 с.
55. Каширин К. Ф., Петров Л. Л. Распределение бериллия в кислых и щелочных породах конкудерово-мамаканского комплекса // Геология и геофизика. 1969. № 7. С. 96—102.
56. Квятковский Е. М. Количественное соотношение различных видов и форм нахождения химических элементов в литосфере. Статья I // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 6. С. 27—32.
57. Коваленко В. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Коэффициенты распределения бериллия в онгонитах и некоторые вопросы его поведения в редкометалльных литий-фтористых гранитах // Геохимия. 1977. № 8. С. 1159—1172.
58. Коваленко В. И., Антипин В. С., Ярошенко С. К. Коэффициенты распределения бария и стронция в онгонитах и редкометалльных литий-фтористых гранитах // Геохимия. 1977. № 5. С. 757—771.
59. Коваленко В. И., Легейдо В. А., Петров Л. Л., Пополитов Э. И. Олово и бериллий в щелочных гранитоидах (пример рассеяния резко повышенных концентраций олова и бериллия в гранитах) // Геохимия. 1968. № 9. С. 1078—1087.
60. Коваленко В. И., Знаменская А. С., Пополитов Э. М., Абрамова С. Р. Поведение редкоземельных элементов и иттрия в процессе эволюции щелочных гранитоидов // Геохимия. 1969. № 5. С. 541—553.
61. Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. М.: Наука, 1970. 258 с.
62. Козлов В. Д. Геология и геохимия палеозойских гранитоидов Уп-

- дино-Газимурского района (Восточное Забайкалье) // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М.; 1972. С. 48—96.
63. Козлов В. Д., Рошупкина О. С. Распределение молибдена в палеозойских гранитоидах Удинно-Газимурского района (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1965. № 12. С. 1459—1468.
64. Количественный минералогический анализ горных пород с помощью автоматической установки «Констраст»: Методические указания. М.: ВСЕГЕИ, 1972. 65 с.
65. Коробейников А. Ф. Особенности поведения золота при площадном и локальном метасоматозе гранитоидных интрузий Саяно-Алтайской складчатой области // Геохимия. 1977. № 2. С. 288—297.
66. Коробейников А. Ф. Особенности распределения золота в гранитах различного генезиса // Геохимия. 1978. № 6. С. 842—853.
67. Коробейников А. Ф., Домаренко В. А., Владимиров Е. В., Рихванов Л. П. Золото в посторогенных габбро—сиенит—гранитных интрузивах Кузнецкого Алатау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 12. С. 107—119.
68. Косалс Я. А. Геохимия амазонитовых апогранитов. Новосибирск: Наука, 1976. 190 с.
69. Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение редких щелочей, бора, фтора и бериллия при становлении Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье) // Геохимия. 1968. № 10. С. 1238—1249.
70. Косалс Я. А., Мазуров М. П. Поведение молибдена, вольфрама, олова, ниобия и тантала в процессе становления Биту-Джидинского гранитного массива (Ю.-З. Прибайкалье) // Геохимия. 1970. № 6. С. 731—743.
71. Крамбейн У., Грейбилл Ф. Статистические модели в геологии. М.: Мир, 1969. 397 с.
72. Кромская К. М. Распределение никеля и кобальта в минералах габброндных пород Бельтауского массива (Западный Узбекистан) // Зап. Узбек. отд. Всесоюз. минерал. о-ва. 1973. Вып. 26. С. 185—188.
73. Кудрявцева С. И., Ильина И. М. Опыт учета элементов-примесей в оловянно-полиметаллических рудах на примере Шерловогорского месторождения // Геология месторождений цветных металлов складчатого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, 1982. С. 106—109.
74. Кузнецова С. Я. Геохимия серы в породах Ловозерского щелочного массива // Геохимия, 1976. № 1. С. 36—46.
75. Кузьмин М. И., Антипин В. С. Геохимическая характеристика мезозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., 1972. С. 132—185.
76. Куруленко Р. С. Закономерности распределения золота в магматических комплексах Шарташского Массива // Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск, 1980. С. 79—87.
77. Куц В. П., Мищенко В. С. Функции распределения содержания лития, рубидия и их некоторых минералов-носителей в гранитах Каменных Могил и Екатериновки (Приазовье) // Геохимия. 1963. № 12. С. 1124—1139.
78. Ларсен Е. С., Фейр Д., Готфрид Д., Смит В. Л. Уран в магматической дифференциации // Геология атомных сырьевых материалов. М., 1956. С. 53—72.
79. Лебедева Л. И., Шаткова Л. Н. Распределение лития, рубидия и цезия в вулканических породах кислого состава // Геохимия. 1975. № 4. С. 576—583.
80. Левашев Г. Б. Магматогенная геохимия олова и вольфрама. М.: Наука, 1978. 143 с.
81. Леонова Л. Л. Распределение тория в минералах гранитоидов Сусамырского батолита (Ц. Тянь-Шань) // Геохимия. 1962. № 6. С. 490—496.
82. Леонова Л. Л., Погиблова Л. С. Уран в минералах пород интрузии гор Кызыл-Омпул (Сев. Киргизия) // Геохимия. 1961. № 10. С. 901—906.

83. Леонова Л. Л., Ренне О. С. О распределении урана, тория и калия в однородных гранитах // Геохимия, 1964. № 8. С. 788—794.
84. Макрыгина В. А., Глазунова А. Д. Со, Ni, Cr, V и Sc в процессах метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования // Геохимия, 1978. № 2. С. 185—198.
85. Макрыгина В. А., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в минералах мия-абчадского мигматитового комплекса (Северное Прибайкалье) // Геохимия, 1984. № 9. С. 1293—1307.
86. Марченко Е. Я., Щербаков В. П. К вопросу о распределении галлия в гранитоидах Приавосья // Геохимия, 1966. № 11. С. 1373—1377.
87. Мельниченко А. К., Могаровский В. В. Скандий в породообразующих минералах гранитоидов Южного Гиссара (Таджикистан) // Геохимия, 1968. № 1. С. 111—114.
88. Металлогения ртуть / П. В. Бабкин, Ю. Е. Барсанов, В. И. Васильев и др. М.: Недра, 1976. 255 с.
89. Минеева И. Г. О «подвижной» форме урана и тория в щелочных породах и связанных с ними постмагматических образованиях // Геохимия, 1965. № 4. С. 443—455.
90. Мищенко В. С., Куц В. П., Орлова Л. А. К геохимии галлия в высокотемпературных постмагматических процессах // Геохимия, 1966. № 4. С. 443—452.
91. Мурзин В. В., Григорьев Н. А., Мецнер Э. О. О механизме укрупнения частиц золота в гипергенном ореоле остаточного типа // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284, № 4. С. 956—959.
92. Мушкин И. В., Ярославский Р. И., Коцюба А. С. О поведении золота при эклогитизации гнейсов гранулитовой фации (на примере ксенолитов в дайках щелочных базальтоидов Южного Тянь-Шаня) // Геохимия, 1974. № 8. С. 1172—1178.
93. Найбородин В. И., Колесниченко П. П., Кулешова В. И. Закономерности распределения серебра в породах Магаданского батолита // Геохимия, 1981. № 1. С. 142—147.
94. Недашковский П. Г., Дербаремдикер М. М., Славкина С. П. и др. Распределение аксессуарных элементов в гранитоидах Улканского массива // Геохимические циклы Дальнего Востока, Владивосток, 1969. С. 65—76.
95. Нестеренко Г. В., Беляев Ю. И., Фам Хунг Ф. И. Серебро в процессе эволюции основных пород // Геохимия, 1969. № 2. С. 162—169.
96. Нокколдс С. Р., Митчелл Р. Л. Геохимия некоторых каледонских интрузивных пород: исследование связи между основными и рассеянными элементами изверженных пород и их минералов // Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах, М., 1952. С. 295—366.
97. Осипов Д. К., Журавлев Р. С. Уран и торий в магматических породах Кузбасса // Геохимия, 1965. № 5. С. 619—624.
98. Петров Л. Л. Поведение бериллия при кристаллизации гранитоидных расплавов // Геохимия, 1973. № 6. С. 824—838.
99. Петрова З. И. Петролого-геохимическая характеристика джидинского интрузивного комплекса // Геохимия редких элементов в магматических комплексах Восточной Сибири. М., 1972. С. 5—47.
100. Петрова З. И., Петров Л. Л. Бериллий в минералах гранитоидов // Геохимия, 1965. № 5. С. 629—632.
101. Петрова З. И., Смирнова Е. В. Редкоземельные элементы в процессах ультраметаморфизма и флогопитообразования (на примере Алданской флогопитоносной провинции) // Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск, 1982. С. 111—129.
102. Покалов В. Т., Семенова Н. В., Горбунова З. М. К геохимии молибдена в гранитоидах // Геохимия, 1982. № 8. С. 1137—1144.
103. Покровский П. В., Грабежев А. И., Чашухина В. А., Бушляков И. Н. Определение минерального состава горных пород в иммерсионных препаратах // Сов. геология, 1966. № 8. С. 120—139.
104. Поляков А. И., Кот Г. А. Распределение тория по минералам

в нефелиновых сиенитах Ловозерского массива // Геохимия. 1965. № 1. С. 73—85.

105. Пополитов Э. И., Петров Л. Л., Коваленко В. И. К геохимии бериллия в среднепалеозойских интрузиях Северо-Восточной Тувы // Геохимия. 1967. № 7. С. 813—821.

106. Применение микрообогатительных методов и аппаратуры для минералогических исследований, оценки обогатимости и технологического картирования месторождений. М.: Недра, 1970. 128 с.

107. Пятенко И. К. О бериллиевой минерализации в щелочных дифференциатах базальтового ряда // Редкие элементы. Сырье и экономика. 1971. Вып. 2. С. 105—112.

108. Рабинович А. В., Бадалов С. Т. К геохимии меди некоторых интрузивных пород Карамазара и Западного Узбекистана // Геохимия. 1971. № 2. С. 234—248.

109. Рабинович А. В., Баскова З. А. Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1959. № 6. С. 546—549.

110. Редкие элементы и акцессорные минералы в интрузивных комплексах Среднего Тянь-Шаня / В. В. Козырев, Ю. Б. Ежов, И. В. Левченко и др. Ташкент: Фан, 1972. 299 с.

111. Рипп Г. С. Распределение олова в минералах, рудах и породах Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ: Ки. изд-во, 1976. 127 с.

112. Рожкова Е. В., Разумная Е. Г. Современные задачи и методы минералогического изучения руд // Методические материалы для лабораторий геологических управлений и экспедиций. М., 1964. Вып. 5. С. 48—62.

113. Сазонов В. Н. Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 179 с.

114. Сазонов В. Н. Некоторые элементы-примеси в процессе средне-низкотемпературного кислотного выщелачивания // Геохимия и минералогия первичных и вторичных ореолов. Свердловск, 1986. С. 33—46.

115. Сазонов В. Н., Григорьев Н. А., Мурзин В. В. Полихронное, гетерогенное оруденение в салических блоках эвгеосинклинали линейного типа (модель формирования) // Ежегодник-1985 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 114—118.

116. Сазонов В. Н., Мурзин В. В. Глубинные флюиды и связанное с ними золоторудно-сульфидное оруденение // Магмы и магматические флюиды. Черноголовка, 1985. С. 176.

117. Сазонов В. Н., Попов Б. А., Григорьев Н. А. и др. Метасоматоз и геохимические ореолы на одном золоторудном месторождении // Ежегодник-1983 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984. С. 135—140.

118. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Молибден в гранитоидах главного гранитного пояса Южного Урала // Геохимия. 1978. № 1. С. 59—69.

119. Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я. Литий и цезий в гранитоидах Главного гранитного пояса Южного Урала // Редкие элементы в гранитоидах Урала. Свердловск, 1981. С. 69—88.

120. Самаркина Е. Я., Самаркин Г. И. Рубидий в гранитоидах главного гранитного пояса Южного Урала // Там же. С. 54—68.

121. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М.: Недра, 1972. 336 с.

122. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 216 с.

123. Серых В. И. К геохимии никеля в гранитоидах // Геохимия, 1964. № 9. С. 898—907.

124. Серых В. И., Иванов О. В. Бериллий и рубидий в породах и минералах Зерендинского и Буландино-Аккульского массивов // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1966. № 3. С. 53—61.

125. Серых В. И., Иванов О. М., Козырева Е. К. Поведение бериллия в процессе кристаллизации и метасоматического пороодообразования

- гранитов и вопросы геохимической специализации позднегерцинских интрузий // Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 96—112.
126. Ситни А. А. Распределение редких элементов в амезонитовых гранитах Этыкинского массива (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 1960. № 4. С. 305—314.
127. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982.
128. Смирнов В. И., Кузнецов В. А., Озерова И. А. и др. Новое в геохимии ртuti // Геология руд. месторождений. 1972. № 4. С. 17—30.
129. Спирidonov Э. М. Золото и медь в горных породах Степнякского и Бестюбинского золоторудных полей // Геология и геофизика. 1971. № 9. С. 124—130.
130. Ставров О. Д., Хигров В. Г. О возможной геохимической связи цезия с бором // Геохимия. 1962. № 1. С. 51—61.
131. Студеникова З. В., Гликина М. И., Павленко Л. И. К вопросу о распределении молибдена в интрузивных породах // Геохимия. 1957. № 2. С. 113—119.
132. Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. С. 141.
133. Сутурин А. Н., Глазунова А. Д., Арсениук М. И. Геохимия никеля, кобальта и ванадия в гипербазитах Восточного Саяна // Геохимия. 1974. № 1. С. 105—111.
134. Танаатар-Бураш З. И., Дудник Н. Ф. Геохимия элементов семейства железа в метабазитах Среднего Приднепровья // Геохимия. 1977. № 1. С. 104—111.
135. Татаринов А. В., Шмакин Б. М. Средний состав, особенности распределения элементов-примесей и геохимическая специализация мариоловых пегматитов (Восточная Сибирь) // Геохимия. 1976. № 2. С. 272—282.
136. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
137. Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. Бериллий в мезозойских гранитоидах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1969. № 8. С. 952—963.
138. Таусон Л. В., Кузьмин Л. И., Легейдо В. А. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья // Геохимия. 1966. № 2. С. 161—167.
139. Таусон Л. В., Шеремет Е. М., Антипин В. С. Закономерности распределения молибдена в мезозойских гранитоидах Северо-Восточного Забайкалья // Геохимия. 1970. № 8. С. 917—924.
140. Толстихин И. Н. Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука, 1986. 200 с.
141. Ураи и торий в магматическом и метаморфическом петрогенезисе / В. П. Ковалев, С. В. Мельгунов, А. Д. Ножкин и др. Новосибирск: Наука, 1983. 181 с.
142. Урумбаев К. Особенности распределения золота в породах и минералах андезит-гранодиоритовой ассоциации Кызылкум-Кураминского вулканоплутонического пояса // Геохимия. 1983. № 10. С. 1425—1433.
143. Фоминих В. Г., Хвостова В. П. Особенности распределения металлов группы платины в породообразующих минералах Гусевгорского месторождения // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 443—445.
144. Фурсов В. З. Ртуть в горных породах и рудах и температура ее возгоки // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 2. С. 451—454.
145. Хомм Т. Обогащение полезных ископаемых в XXI столетии. Пер. с японского ст. из журн. «Нихон Коге Кайси», 1969, т. 85. № 978, с. 833—844. Бюро переводов ВИНТИ. М., 1971.
146. Эфендиев Г. Х., Абдулаев З. Б., Бабаева З. Э. Скандий в ультраосновных породах Малого Кавказа (Азербайджанская ССР) // Геохимия. 1966. № 12. С. 1457—1462.
147. Ярославский Р. И., Скорнякова И. В. Вольфрам в породах и минералах гранулитовой фации Северо-Нуратинского хребта (Южный Тянь-Шань) // Геохимия. 1974. № 9. С. 1404—1405.

148. Arkai P. Polimetamorphism of the crystalline basement of the Soggy — Drava Basin (Southwestern Transdanubia, Hungary) // *Acta Mineralogica*. Szeged, Hungaria. 1984. T. 26, f. 2. P. 129—153.
149. Berger E. T. Heterogeneites petrographiques du manteau Sudpacifique, Sous l'archipel des Australes: mise en evidence et interpretation par l'etude ultramafiques // *Bull. Soc. Geol. France*, 1985 (8). T. 1, N 2. P. 207—216.
150. Bison R. J. Mineral processing research // *Mining Congress J.* 1962. V. 48, N 2. P. 53—57.
151. Bruce R. W., Wall W. A., Stremorowicz W. A. Base metal ore investigation at the Mines Branch // *Canadian Mining J.* 1969. V. 90, N 6. P. 65—69.
152. Davis G. L. Radium content of ultramafic igneous rocks; I Laboratory investigation // *Amer. J. Sci.* 1947. V. 245, N 11. P. 677—693.
153. Dymek R. F., Albee A. L., Chodas A. A., Wasserburg G. J. Petrography of isotopically -dated in the Kapoeta howardite and petrologic constraints on the evolution of its parentbody // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1976. V. 40, N 9. P. 1115—1130.
154. Floran R. J., Prinz M. The Chassigny meteorite: acumulate dunite with hydrous amphibole — bearing melt inclusions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1978. V. 42, N 8. P. 1213—1229.
155. Gaedeke R. Über die aussagekraft petrographischer unmersuchungsmethoden für die geowissenschaftliche Forschung und Praxis // *Deutsche Gesellschaft für geologische Wissenschaften berichte*. 1968. Bd 13, N 2. S. 275—283.
156. Goodley R., Brett R., Warner J. A lunar rock of deep crustal origin: sample 76535 // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38, N 9. P. 1329—1339.
157. Goodman R. J. The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenicryst phases of some basic volcanic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1972. V. 36, N 3. P. 303—317.
158. Gromet L. P., Silver L. T. Rare earth element distribution among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1983. V. 47, N 5. P. 925—939.
159. Harry Y., McSween Jr. Of the Elephant Moraine A 79001 Meteorite multiple magma pulses on the shergottite parent body // *Geochim. Cosmochim. Acta* 1983. V. 47, N 8. P. 1501—1513.
160. Jeffery P. J. The geochemistry of tungsten with special reference to the rock the Uganda Protectorate // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1959. V. 16, N 4. P. 278—295.
161. Jones J. H., Burnett D. S. The distribution of U and Pu in St. Severin chondrite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1979. V. 43, N 12, P. 1895—1905.
162. Jovanovic S., Reed G. W. Hg in metamorphic rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1968. V. 32, N 3. P. 341—346.
163. Kuroda R. H., Sandell E. B. Geochemistry molybdenum // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1954. V. 6, N 1. P. 35—63.
164. Kuzvart M., Böhrer M. Prospecting and Exploration of Mineral Deposits. Praha: Academia, 1986. 508 p.
165. Manson G. A., Clark F. F. Mining and Concentrating Spodumene in Black Hills, South Dakota // *Mining Eng.*, 1955. V. 7, N 11. P. 1041—1047.
166. Mantei E. I., Brownlow A. H. Variation in gold content of minerals of marysville rocks and minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1967. V. 31, N 2. P. 225—235.
167. Oosthuyzen E. J. The application of automatic image analysis to mineralogy and extractive metallurgy // *Int. Cong. Appl. Mineral.* Johannesburg, 1983. P. 449—464.
168. Palme H., Schultz L., Spettel B. a.o. The Acapulco meteorite: chemistry, mineralogy and irradiation effects // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1981. V. 45, N 5. P. 727—752.
169. Pilch W., Sztaba K., Kotowski C. a.o. Investigation of magnetite-titanium ore beneficiation II International Mineral Processing Congress. Cagliari, 1975 // *Proceedings, Special volume*. Cagliari, 1975. P. 363—366.

170. Ralph O., Allen Jr., Brian M. Minor and trace elements in some meteoritic minerals // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37, N 6. P. 1435—1456.

171. Rankama K. On the geochemistry of tantalum // *Bull. Com. Geol. Finlande*. 1944. N 433. P. 25—32.

172. Reznicek J., Dolezil M. Mineral Processing Advances follow predicted course // *World Mining*. 1972. V. 25, N 7. P. 62—71.

173. Rost F., Grigel W. Über accessorische Elemente in Mitteleuropäischen Eclogiten und ihren Mineralien // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1964. V. 28, N 12. P. 1933—1951.

174. Sen N., Nockolds S. R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of the S. California Batolith // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1959. V. 16, N 1/3. P. 58—78.

175. Shearer C. K., Papike J. J. Distribution of boron in the Tip Top pegmatite Black Hills, South Dakota // *Geology*. 1986. V. 14, N 2. P. 119—123.

176. Stosch H. G., Seck H. A. Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, West Germany // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1980. V. 44, N 3. P. 457—470.

177. Terry R. D., Chilingar G. V. Summary of Concerning some additional aids in studying sedimentary formation by Shvetson M. S // *J. Sedimentary petrology*. 1955. N 25. P. 229—234.

178. Tilton G. R., Patterson C., Brown H. a.o. Isotopic Composition and distribution of lead, uranium and thorium in a precambrian granite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1955. V. 66. P. 1131—1148.

179. Wager L. R., Smit J., van Irving H. Indium content of rocks and minerals from the Skaergaard intrusion, East Greenland // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1958. V. 13, N 2/3. P. 81—86.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ	7
1.1. История исследования минеральных балансов химических элементов	7
1.2. Переориентация исследований в связи с проблемами минеральных ресурсов и охраны окружающей среды	10
1.3. Зависимость информативности получаемых данных от характера изучаемых объектов	14
1.4. Возможности повышения информативности минеральных балансов при решении вопросов технологического и геохимического характера	21
Глава 2. НЕОБХОДИМОСТЬ И ПУТИ РЕАЛИЗАЦИИ МАКСИМАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ КОЛИЧЕСТВЕННЫХ АНАЛИЗОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ	28
2.1. Пути достижения максимальной точности количественных минералогических анализов	28
2.2. Обеспечение достаточной точности определения содержания химических элементов	48
2.3. Проверка качества минеральных балансов, выяснение причин погрешностей	54
Глава 3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВАРИАЦИЙ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ	61
3.1. Зависимость минеральных балансов бериллия от его содержания в природных образованиях	61
3.2. Зависимость характера минеральных балансов индия и тантала от суммарного содержания их в природных образованиях	79
3.3. Специфика минеральных балансов благородных металлов на примере золота	86
Глава 4. МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС — ВАЖНЕЙШИЙ КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ВОЗМОЖНОСТЕЙ СЕЛЕКТИВНОГО ИЗВЛЕЧЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ	99

4.1. О границах рассеянного и концентрированных состояний химических элементов по результатам изучения минеральных балансов	100
4.2. О естественных границах потенциального минерального сырья	126

ЗАКЛЮЧЕНИЕ	133
----------------------	-----

Приложение. ТАБЛИЦЫ МИНЕРАЛЬНЫХ БАЛАНСОВ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ	136
---	-----

Щелочные металлы	139
Щелочноземельные металлы	150
Подгруппа бора	154
Лантаниды	161
Подгруппа титана	168
Подгруппа ванадия	174
Подгруппа хрома	177
Подгруппа марганца	190
Железо, кобальт, никель	193
Платиноиды	202
Подгруппа меди	203
Подгруппа цинка	208
Подгруппа галлия	210
Подгруппа углерода	214
Подгруппа азота	218
Галогены	219

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	220
-----------------------------	-----

Николай Алексеевич Григорьев

**МИНЕРАЛЬНЫЙ БАЛАНС
ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ**

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института
геологии и геохимии
и НИСО УрО АН СССР

Редактор В. Е. Каюкова
Художник М. Н. Гарипов
Технический редактор Н. Р. Рабинович
Корректоры Н. В. Каткова, Г. Н. Старкова

Сдано в набор 26.10.88. Подписано в печать 29.07.89.
НС 17173. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типограф-
ская № 2. Гарнитура литературная. Печать высо-
кая. Усл. печ. л. 17. Уч.-изд. л. 17,0.
Тираж 600. Заказ 516. Цена 2 р. 70 к.

НИСО УрО АН СССР, Свердловск, ГСП-169,
ул. Первомайская, 91.
Типография изд-ва «Уральский рабочий». Сверд-
ловск, пр. Ленина, 49.

ВЫХОДИТ ИЗ ПЕЧАТИ

сборник научных статей сотрудников
Института геологии и геохимии
УрО АН СССР

Метасоматиты эндогенных месторождений Урала. 8 л.
Цена 1 р. 20 к.

Приводится фактический материал по метасоматической зональности преимущественно медных месторождений Урала. Наряду с характеристикой отдельных объектов, в том числе недавно выявленных, дается обобщенная схема зональности метасоматитов и условий их формирования, а также геохронологической типизации. Детально описываются метасоматиты ряда медно-порфировых месторождений и приводятся их сопоставительная характеристика с метасоматитами колчеданных месторождений. Излагается материал по впервые выявленным для медно-порфировых месторождений парагонитсодержащим метасоматитам. Описаны процессы метасоматизма золоторудных и железорудных месторождений.

Сборник адресован ученым-геологам и студентам старших курсов вузов соответствующих специальностей.

Заявки присылать по адресу:

620169, Свердловск, ГСП-169, Первомайская, 91.
НИСО УрО АН СССР

